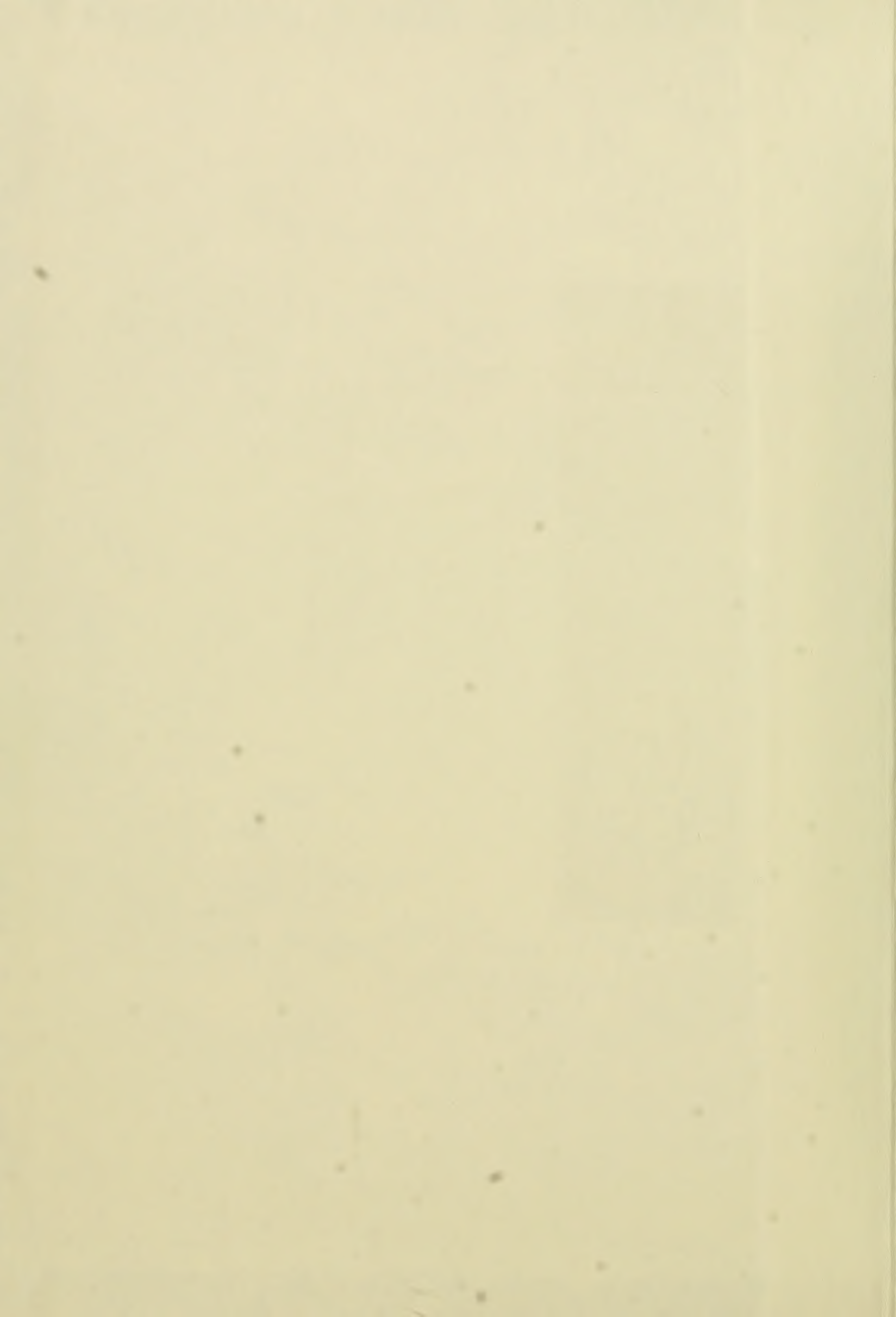
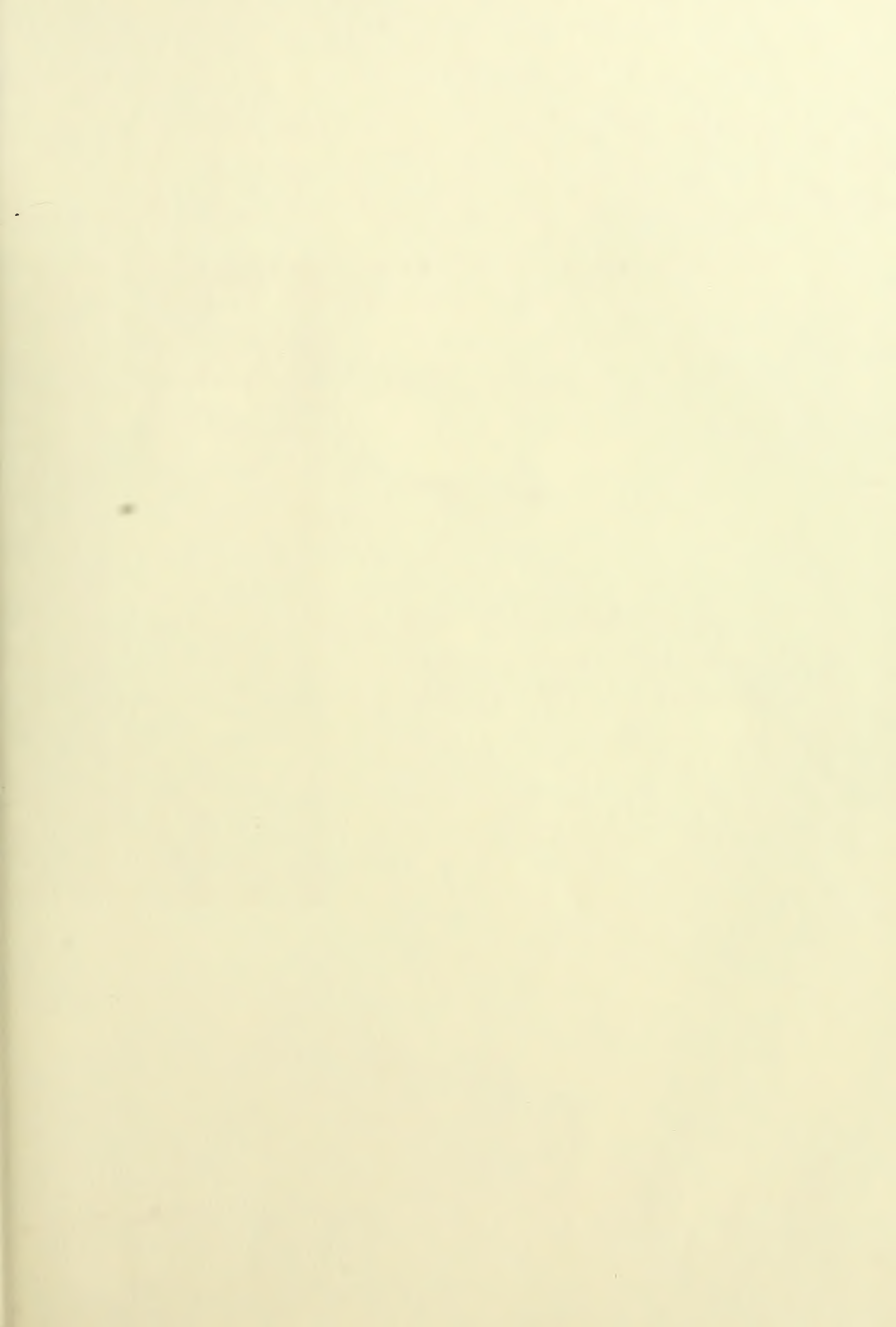
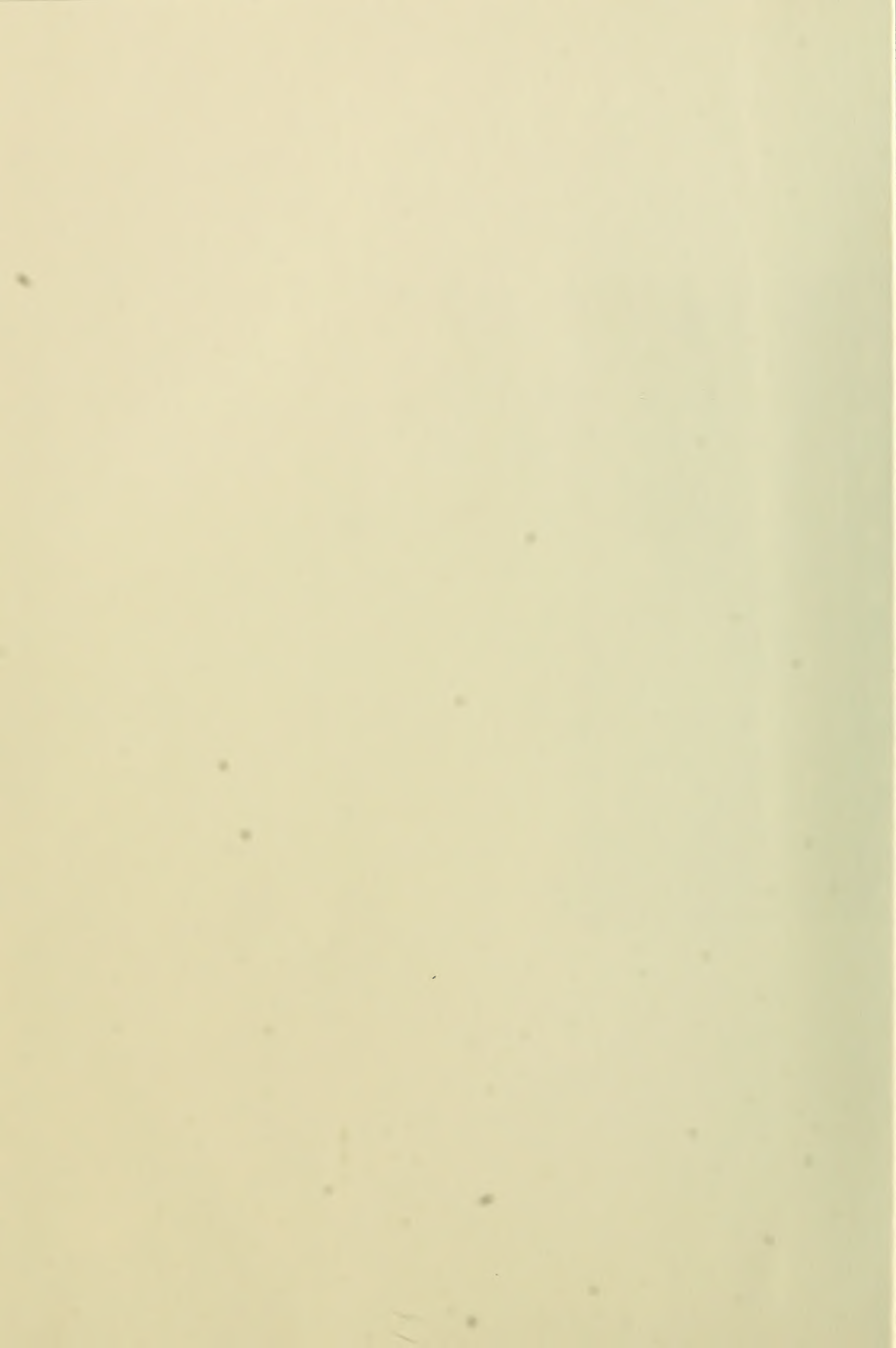








Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie

18

FRANZ THEODOR FÜRSICH AND KARL W. FLESSA

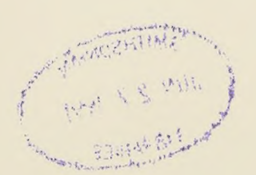
(Editors)

Ecology, taphonomy, and paleoecology of Recent and Pleistocene molluscan faunas of Bahia la Choya, northern Gulf of California

MÜNCHEN 1991



Zitteliana	18	180 Seiten	20 Tafeln	München, 30. 4. 1991	ISSN 0373-9627



Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie

18



FRANZ THEODOR FÜRSICH AND KARL W. FLESSA

(Editors)

Ecology, taphonomy, and paleoecology
of Recent and Pleistocene molluscan faunas
of Bahia la Choya, northern Gulf of California

MÜNCHEN 1991

Zitteliana	18	180 Seiten	20 Tafeln	München, 30. 4. 1991	ISSN 0373-9627

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie München
Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

Der Druck dieses Bandes wurde ermöglicht
durch eine Druckkostenbeihilfe der
Alexander-von-Humboldt-Stiftung

ISSN 0373–9627

Gesamtherstellung: Druck- und Verlagsanstalt Gebr. Geiselberger,
Altötting

PREFACE

The ecological analysis of fossil assemblages requires more than detailed knowledge of Recent ecological processes. Of at least equal importance is the knowledge of the processes that take place when live communities turn into death assemblages (thanatocoenoses), burial assemblages (taphocoenoses) and, finally, fossil assemblages. Only with this knowledge can the degree of taphonomic distortion that took place during these transitions be evaluated. Although such studies have been carried out repeatedly in the past, their results are too heterogeneous to allow conclusive statements about the impact of taphonomic processes on benthic marine faunas. We therefore felt the necessity for additional studies the results of which are presented in this volume. Bahia la Choya, a small bay near the head of the Gulf of California was chosen as study site, because there an extensive intertidal flat and supratidal salt marsh is surrounded by lithified Pleistocene rocks representing roughly similar paleoenvironments. This provided the rare opportunity to trace the fate of shelly benthic molluscs from life to their fossil state. Moreover Bahia la Choya, situated close to the American-Mexican border and only a few kilometres from the Centro de Estudios de Desierto y Oceanos (CEDO) at Puerto Peñasco, provided few logistic difficulties and could be reached within less than a day from our base at Tucson, Arizona.

The major aims of our studies at Bahia la Choya were

* to evaluate the correspondance between live, dead, and fossil remains of benthic shelly molluscs,
* to identify the major physical, chemical, and biological processes affecting the transition of the organisms from one state to the next one (e. g. transition live–dead, dead–fossil),
* to assess the importance of mixing of shells between major habitats such as rocky intertidal, sand flat, tidal creek, and salt marsh, and
* to assess the paleoecological significance of the processes operating on the fauna.

The results of the study are presented in seven papers which deal with the sedimentary habitats and molluscan faunas, the zonation of molluscan species and life habit groups across the tidal flat, the benthic molluscan communities and taphocoenoses, the taphonomy of the Recent molluscs, and the paleoecology and paleoenvironments of the Pleistocene deposits. The volume concludes with a short discussion of the significance of the results for paleoenvironmental analysis. These results document that both live and dead benthic molluscs can be used to characterize subenvironments of the tidal complex and that taphonomic processes not only distort to some extent the original distribution pattern and pattern of relative abundance, but also leave characteristic signatures that define the various subenvironments. Integrated approaches to paleoecology – combining sedimentological, ecological, and taphonomic data – lead to fairly reliable interpretations of ancient environments.

Financial support by the Alexander von Humboldt Foundation made it possible to publish our results in the present volume. This we would like to acknowledge with gratitude.

Würzburg/Tucson, October 1990

Franz T. Fürsich and Karl W. Flessa

Addresses of the editors:

Prof. Dr. Franz T. FÜRSICH, Institut für Paläontologie der Universität, Pleicherwall 1, W–8700 Würzburg, Germany

Prof. Dr. Karl W. FLESSA, Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA.

TABLE OF CONTENTS



Zitteliana	18	5–51 Seiten	10 Tafeln	München, 30. 4. 1991	ISSN 0373-9627

Sedimentary habitats and molluscan faunas of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico)

By

FRANZ T. FÜRSICH, KARL W. FLESSA, MARTIN ABERHAN, ANDREAS FEIGE and SUSANNE SCHÖDLBAUER*)

With 13 figures in the text and 10 plates

ABSTRACT

The tidal flat complex of Bahia la Choya can be subdivided into fine- to medium-sandy outer flat areas characterised by sand waves, a fine-sandy rippled mid flat, and a fine-sandy to silty inner flat with a mesita-like topography. Additional habitats are a major tidal channel, a supratidal salt marsh, and a shelly spit separating the marsh from the tidal flat. Lithified Pleistocene rocks crop out at various localities, especially in the northern part of the bay. Biogenic sedimentary structures are ubiquitous on the tidal flat and include feeding excavations of rays, crawling traces of gastropods and hermit crabs, shafts of polychaetes, and burrows of crabs and callianassid shrimps. A zonation of biogenic sedimentary structures allows differentiation of the outer/mid flat and the inner flat/salt marsh. The shelly benthic macroinvertebrate fauna belongs to the Panamic faunal province and is dominated by molluscs, among them 127 species of bivalves, 88 of gastropods, and three of scaphopods. Highest shell densities occur in outermost intertidal areas, low densities are characteristic of inner flat firmgrounds. In death assemblages bivalves dominate numerically except in inner flat areas and in the channel; they are also less dominant in hard substrate areas where they constitute 40–70% of the fauna. Highest diversity values of the thanatocoenoses are found in outer to mid flat areas, whilst lowest values are encountered in the inner flat of the southern part of the bay. These general distribution patterns suggest that the distribution of species within death assemblages across the tidal flat is largely governed by ecologic factors and less by taphonomic processes such as post mortem transport.

KURZFASSUNG

Das Watt von Bahia la Choya läßt sich in drei Abschnitte unterteilen: Ein fein- bis mittelkörniges äußeres Sandwatt mit Großrippeln, ein feinkörniges flaches Mittelwatt mit Kleinrippeln und ein feinsandig bis siltiges Innenwatt mit einer „Tafelberg“-Morphologie. Landwärts trennt eine Schillbarre die Salzmarsch von der Gezeitenfläche. Sowohl Salzmarsch wie Watt werden von einer größeren Gezeitenrinne durchzogen. Lithifizierte Sedimente des Pleistozäns finden sich in der Umrandung der Bucht und vor allem im nördlichen Teil der Gezeitenfläche. Lebensspuren sind im gesamten Wattbereich sehr häufig. Es handelt sich um schüsselförmige Depressionen, die von Rochen erzeugt wurden, um Kriechspuren von Gastropoden und Einsiedlerkrebsen, um agglutinierte Wohnröhren von Polychaeten und um Wohnbauten von Krabben, *Callianassa* und *Upogebia*. Die Zonierung der Spuren erlaubt eine Unterscheidung des äußeren und mittleren Watts vom Innenwatt und der Salzmarsch. Das hartteiltragende Makroinvertebraten-Benthos gehört der Panama-Faunenprovinz an und besteht vorwiegend aus Mollusken. 127 Muschelarten, 88 Gastropodenarten und 3 Scaphopodenarten wurden identifiziert. Die größte Schalendichte findet sich im äußersten Intertidalbereich; die Festgründe des Innenwatts besitzen hingegen nur eine geringe Schalendichte. In den Thanatozönosen dominieren die Muscheln zahlenmäßig bei weitem; lediglich im Innenwatt und in der Gezeitenrinne sind Gastropoden häufiger. Auf Hartsubstrat stellen Muscheln 40–70% der Fauna. Die höchsten Diversitätswerte der Thanatozönosen treten im Außen- und Mittelwatt auf; die geringsten Werte weist das Innenwatt im südlichen Bereich der Bucht auf. Diese allgemeinen Verteilungsmuster deuten an, daß die Verteilung von Arten in den Thanatozönosen des Watts vorwiegend von ökologischen Faktoren bestimmt wird und nicht so sehr von taphonomischen Prozessen wie postmortaler Transport.

* F. T. FÜRSICH, M. ABERHAN, A. FEIGE, Institut für Paläontologie der Universität, Pleicherwall 1, W-8700 Würzburg, Germany; K. W. FLESSA, Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, AZ. 85721, U.S.A.; S. SCHÖDLBAUER, Franz-Wolter-Straße 6, W-8000 München 81, Germany.

INTRODUCTION

Bahia la Choya, a small protected bay in the northern part of the Gulf of California, is a natural laboratory for the study of taphonomic processes and paleoenvironmental indicators. The rich molluscan fauna, the low sedimentation rates and the broad intertidal zonation make the area ideally suited for actualistic studies. Nearby fossiliferous deposits of Pleistocene age provide the opportunity to evaluate the utility of such actualistic studies for paleoenvironmental purposes. Thus, our studies have two purposes: (1) Analysis of the nature and distribution of potential paleoenvironmental indicators in the Recent habitats of Bahia la Choya. We consider biotic, taphonomic, sedimentologic, and ichnologic environmental indicators. (2) Application and evaluation of these paleoenvironmental indicators in an analysis of adjacent fossiliferous deposits of Pleistocene age. We demonstrate how an integrated approach to paleoenvironmental analysis is an especially powerful technique in paleoecology.

A summary of our work is presented in Fürsich & Flessa (1987) and a field guide to the region is available (Flessa 1987).

THE REGIONAL SETTING

Bahia la Choya is located at approximately 31°21′ north latitude, 113°37′ west longitude, on the northeastern shore of the Gulf of California (Fig. 1), in the Mexican state of Sonora. The Bahia la Choya area is shown on the 1981 Puerto Peñasco 1:50,000 topographic sheet (Map code H12A32) published by the Comision de Estudios del Territoria Nacional, Direccion de Estudios Economicos, Mexico City. Puerto Peñasco, a town of approximately 40,000 inhabitants (in 1988), is 10 km to the southeast of Bahia la Choya.

We use Mexican place names throughout. Because of the area's proximity to the United States (100 km from the border at Lukeville, Arizona) and the influx of American tourists, English-language place names are often used in the region. Bahia la Choya is "Cholla Bay" and Puerto Peñasco is "Rocky Point" [the literal translation is "Rocky Port"] to most Americans.

The region is within the Sonoran Desert. The climate is arid, with an annual average rainfall of 74 mm (Thomson et al. 1969). The rainfall is seasonal: part falls during brief but often violent summer thunderstorms, the remainder falls during the winter as the remnants of Pacific Ocean storms move across the area. Tropical storms and hurricanes occasionally affect



Fig. 1: Oblique aerial photograph of Bahia la Choya. M: salt marsh; IF: inner flat; MF: mid flat; OF: outer flat; ST: subtidal; C: channel.

the region in the late fall. Evaporation greatly exceeds precipitation and vegetation is limited to sparse cactus and desert shrubs and grasses.

All streams in the immediate region are ephemeral. The "esteros" of the area are negative esturaries, where evaporation significantly exceeds runoff. The only perennial stream entering the northern Gulf of California is the Colorado River, 120 km to the northwest. The influx of both fresh water and sediment from the Colorado River is limited. Dams and irrigation projects have reduced river flow in the delta region to such low levels that evaporation eliminates the remaining fresh water during most of the year.

Daily average air temperatures range from 11.6°C in January to 30°C in August (THOMSON 1987). Summer extremes of 42°C and winter extremes of 0°C are not uncommon in this harsh climate.

Surface water temperatures range from 10°–14°C in the winter to 30°–32° in the summer. Salinity in the Gulf of California ranges from 35‰ in offshore surface waters to 39‰ in shallow coastal waters. Higher salinities occur in the upper reaches of esteros and in evaporite basins along the margins of Bahia Adair.

The tidal range in the northern Gulf of California is the third highest in North America. Spring tides in the Puerto Peñasco area often reach 8 to 9 m of vertical displacement. Tides are of the mixed, semidiurnal type: two unequal high and two unequal low tides occur each day. The very low slope of the intertidal area and the very great tidal range result in an extensive area of exposure during spring low tides. Approximately 10 km^2 of tidal flats are exposed during exceptionally low tides. The large tidal range also produces strong currents in the channels that drain the marsh and the sand flats. We have observed current velocities of 1 m/sec in tidal channels.

The fauna of the Gulf of California is included within the Panamic Province, a largely tropical biogeographic province that ranges southward to Panama. The fauna of the northern Gulf has more in common with the truly tropical faunas to the south than it does with the faunas on the Pacific coast of Baja California. BRUSCA (1980) provides a guide to the common intertidal invertebrates of the Gulf. KEEN (1971) is the authoritative reference to the Gulf's molluscs, and BECKVAR et al. (1987) present a key to the most common molluscs of the Bahia la Choya area.

GEOLOGIC SETTING

The Gulf of California is a rift basin which began opening approximately four million years ago (LARSEN et al. 1968; MOORE & CURRAY 1982). At its southern opening, the Gulf's rift system connects with the East Pacific Rise at a triple junction. Within the Gulf, the rift system consists of a series of short spreading zones offset by transform faults. At the northern end of the Gulf, this system connects, via transform faults, with the San Andreas fault system in southern California (ANDERSON 1971). The rift system marks the boundary of the North American Plate (to the east) and the Pacific Plate (to the west).

The Pinacate Mountains, an extensive complex of Plio-Pleistocene volcanoes lie to the north of the Bahia la Choya region.

Igneous rocks crop out on the northern and southern edges of Bahia la Choya. To the north, Cerro Prieto is a 125 m high hill of basaltic composition. The rocks are vesicular, olivine basalts. Lithologically similar rocks at Puerto Peñasco yielded a K – Ar date of 15 million years (LYNCH 1981). The southern margin of Bahia la Choya is defined by the 150 m high headland of Punta Pelicano. The headland consists of coarsely crystalline granite, composed primarily of quartz and microcline. No radiometric dates have been reported, but it probably pre-dates the basaltic rocks of Cerro Prieto and Puerto Peñasco.

Sedimentary rocks in the region include poorly to well-consolidated sandstones of Pleistocene age. Poorly cemented alluvial fan and aeolian deposits occur at higher elevations and richly fossiliferous outcrops of shallow marine sandstone and conglomerate line the margins of Bahia la Choya and crop out in the northern portions of the bay's intertidal zone. These marine deposits (termed "beachrock" by EKDALE [1987]) consist of locally-derived rock fragments, coarse, angular grains of quartz and feldspar, and whole and fragmented molluscan shells. Cements consist of both aragonite and calcite.

No radiocarbon ages of these sedimentary deposits are available. JONES (1975) reports them as beyond the effective range of the technique. The faunal composition and relative elevation of the marine deposits lead HERTLEIN & EMERSON (1956) and ORTLIEB (1981) to assign a late Pleistocene age to the deposits.

SAMPLING METHODS

Between December 1985 and April 1986 we collected 77 samples from four transects (A through D of Figure 3) across the tidal flats. The transects extend from the shallow subtidal to the supratidal of the beach. Transects vary from 1600 m to 2100 m in length. Samples were taken and observations were made at 100 m intervals along each transect. At each sample locality we collected 9 liters of sediment from the upper 5 cm of the tidal flats. Where shell density was low, we collected twice this amount and then normalized abundances to our standard 9 liter sample size. Sediment was wet-sieved in the

field, using a screen with a mesh size of 3 mm. The remaining sediment and shells were brought to the laboratory, where live and dead individuals were separated, identified, and counted. We also identified and counted all the live shelly macrofauna in the sample area and noted any surficial sedimentary structures. Additional samples were collected for analyses of grain size distribution and carbonate content. Observations on biofabric and burrows were made using shallow (20 cm) trenches or with box cores.

Twelve additional samples were taken along subtidal extensions of the transects. Water depths at low tide ranged from 2 m to 7 m. Samples were collected with a Petersen Grab or by SCUBA divers.

ENVIRONMENTS OF BAHIA LA CHOYA

The Bahia la Choya tidal flat complex exhibits a zonation readily recognised by the topography and vegetation (Figs 1, 2). The tidal flat can be subdivided into outer flat areas characterized by sand waves, a mid flat with a more or less flat rippled surface and an inner flat with a mesita-like topography. Each of these zones is characterized by a number of sedimentary and biotic features which are discussed below. Additional habitats are: a major tidal channel which crosses the tidal flat complex; the supratidal salt marsh complex; and the shelly spit between the marsh and tidal flat complex. The vegetation of the marsh consist of *Salicornia, Sueda,* and *Distichlis.* Small patches of marsh also exist on the seaward side of the spit. Where the tidal channel cuts through the spit an ebb tidal delta is developed. It consists of tidal flat sands with a high admixture of shells and shell debris washed out from the spit. On the mid flat, some distance north of the channel, an elongated sand bar running more or less parallel to the channel (and nearly normal to the beach) is developed. It consists nearly exclusively of shell debris and appears to be stationary except during strong storms when it migrates landward.

As mentioned above lithified Pleistocene rocks crop out at various localities, especially in the northern part of the bay and provide hard substrate for benthic algae and a variety of invertebrates (Pl. 1, fig. 2).



Fig. 2: Oblique aerial photograph of inner part of Bahia la Choya. M: salt marsh; S: spit; IF: inner flat; MF: mid flat; C: channel.

DISTRIBUTION OF SEDIMENT

Sediment is patchily distributed within Bahia la Choya (Fig. 3). The bulk of the sediment accumulates in the southeastern, more protected part of the bay (thickness usually > 1 m, but probably less than 2–3 m). Over large areas of the northern, more exposed part of the bay sediment thickness is less than 15 cm. Frequently the underlying lithified Pleistocene crops out as rocky flats or small irregular patches or is covered by a thin veneer (2–3 cm) of sediment. Pleistocene outcrops are also widespread along the outermost reaches of the intertidal zone and extend into the shallow subtidal. In general, outcrops of Pleistocene influence sediment composition, grain size, sorting, carbonate content, and composition of molluscan communities. Net rates of sedimentation apparently are very low.

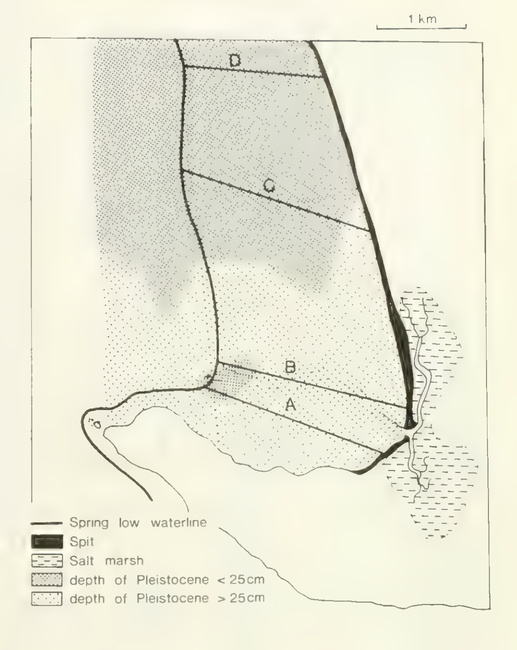


Fig. 3: Map of Bahia la Choya giving the burial depth of the Pleistocene rocky substrate. The southern part of the bay is predominantly sandy, whilst in the northern part Pleistocene rocks are exposed or covered only by a thin veneer of sediment. A–D: position of the four transects.

SEDIMENTS AND SEDIMENTARY STRUCTURES

Petrographic and sedimentological data collected along the four transects and from shallow subtidal stations are summarized in Figs 4–7. We describe here the petrographic composition, grain size, sorting, and physical and biogenic sedimentary structures of Bahia la Choya. From this information and from radiocarbon dates we infer rates of sedimentation.

PETROGRAPHIC COMPOSITION

The main constitutent of Bahia la Choya sediments is quartz, followed by skeletal carbonate grains, feldspar, rock fragments, heavy minerals, and mica. Sphericity of sand-sized quartz and feldspar grains varies from subangular to round. Rock fragments consist of reworked Pleistocene arkosic sandstones, granite or volcanic material. Granite fragments are frequently poorly rounded, and volcanics are invariably very well rounded. The sediment is arkosic indicating a close source area, most likely the immediate surroundings of Bahia la Choya.

GRAIN SIZE

The grain size ranges from silty fine sand to gravelly coarse sand. The dominant mode is fine sand. Transect A (Fig. 4) shows a decrease in grain size toward the shore which is typical of tidal flat sequences. The decrease in grain size is a result of diminishing water energy across the flat. A similar decrease exists along Transect B (Fig. 5), but is masked by input of coarser material close to shore from the adjacent spit. Transects C and D (Figs 6, 7) do not show such a zonation. This can be explained by their less protected setting and by abundant outcrops of lithified Pleistocene which greatly influence local grain size distribution patterns: Samples taken close to Pleistocene rocks have, on the whole, a larger grain size than samples taken at some distance. This indicates that present-day reworking of Pleistocene rocky flats substantially adds to the sediment in the immediate neighborhood of such outcrops. Pleistocene rocks in the vicinity of Bahia la Choya and on the flats themselves probably constitute an importent source of sediment for the bay.

Due to its low percentage of mud, the tidal flat of Bahia la Choya is of the sandy type, the range in grain size being considerably smaller than, for instance, in the tidal flats of the northwestern coast of Germany (e. g. Reineck 1978).

CARBONATE CONTENT

The calcium carbonate content of the sediment varies between 1.5 % and 41 % (Figs 4–7). It consists of complete and broken shells as well as skeletal grains. Chief components are molluscs; minor constituents are echinoderms, red algae, bryozoans, forams, ostracods, serpulids, and barnacle plates.

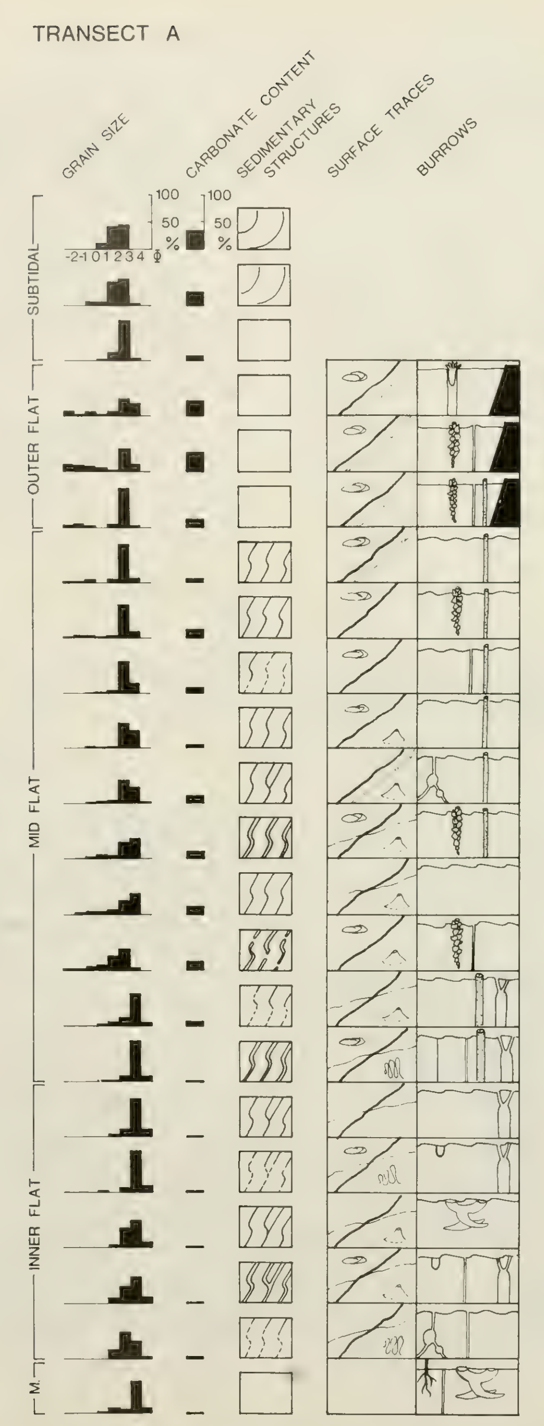


Fig. 4: Sedimentological and ichnological features of Transect A. For key see Fig. 5.

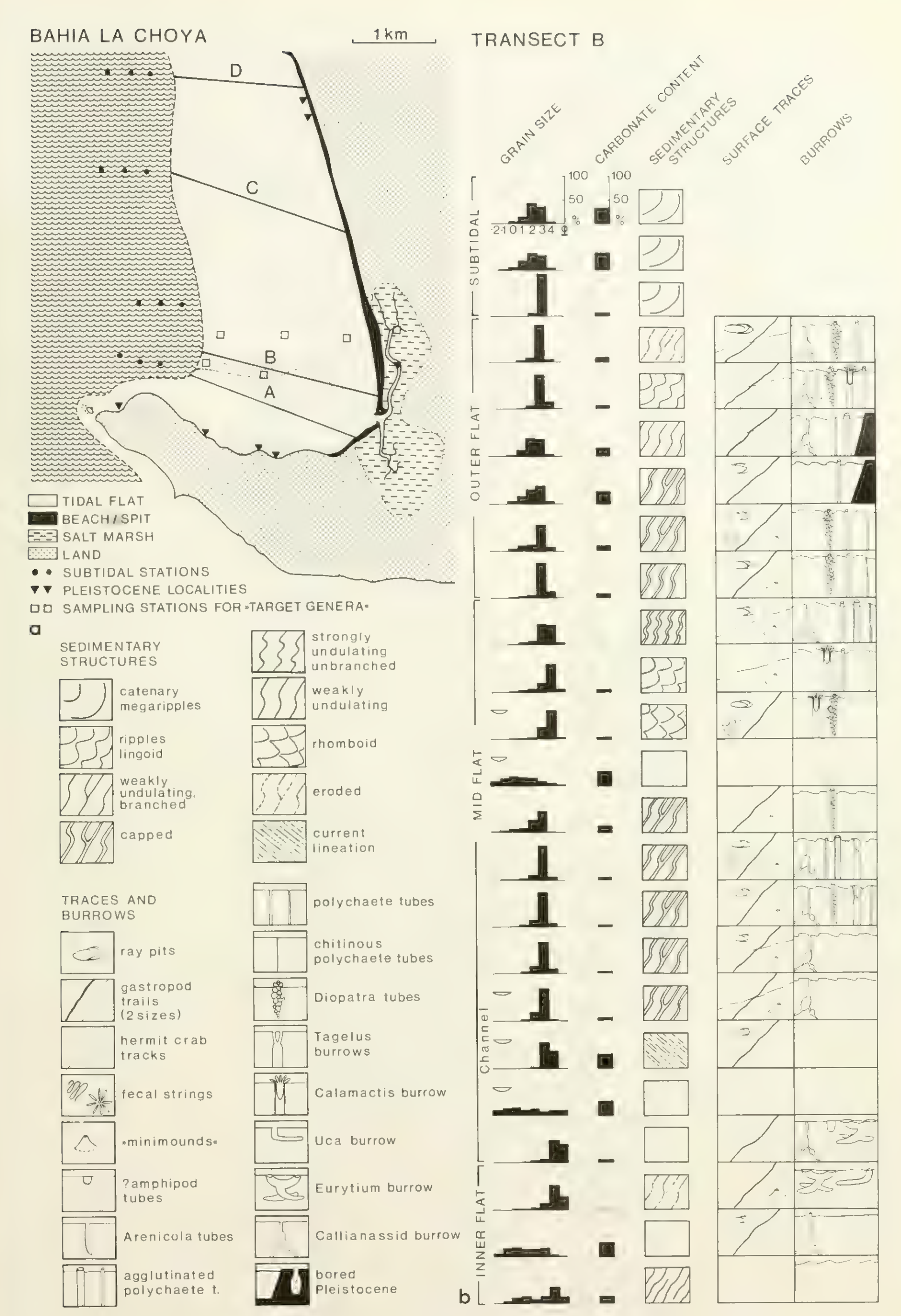


Fig. 5: a: Map of Bahia la Choya showing location of Transects A–D, subtidal stations, and Pleistocene localities. b: Sedimentological and ichnological features of Transect B.

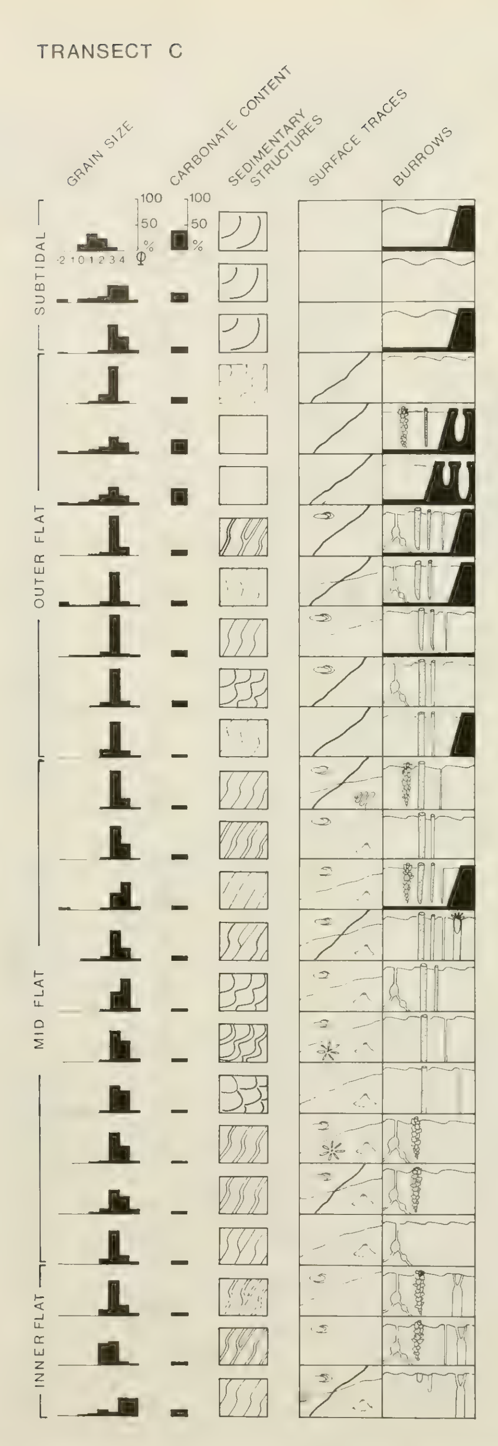


Fig. 6: Sedimentological and ichnological features of Transect C. For key see Fig. 5.

The carbonate cement of Pleistocene rock fragments and reworked Pleistocene shells contribute to the carbonate content of sediments near outcrops of Pleistocene.

In Transects A, C and to a lesser extend in D, there is a decrease in the percentage of carbonate landward. This trend is masked in Transect B where the input of skeletal debris and shells from the spit increases the carbonate content of the nearshore sediments. In addition, tidal channel sediments contain much more carbonate than surrounding flats (Fig. 5). The landward decrease in carbonate content is partly a function of grain size: silt-sized components rarely consist of carbonate. Calcium carbonate is concentrated in medium to coarse sand as well as in the gravel size range. As the grain size decreases landward, there is a corresponding decrease in the carbonate content. The overall higher carbonate content of shallow subtidal and outer flat sediments suggests these areas accumulate higher concentrations of skeletal carbonate.

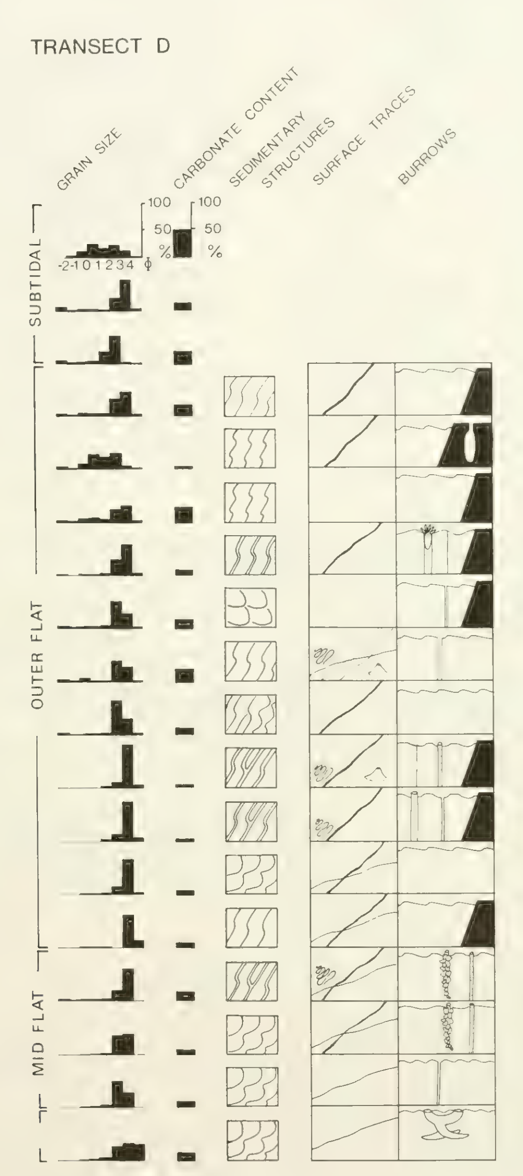


Fig. 7: Sedimentological and ichnological features of Transect D. For key see Fig. 5.

Carbonate content is also correlated with outcrops of Pleistocene rocks. This is partly due to the input of rock fragments with carbonate cement (see above), and partly to the low net rate of physical sedimentation, allowing a concentration of calcareous skeletal elements.

SORTING

The degree of sorting is generally good in the southern part of the bay and poorer in the northern part. Outer and mid flat areas are well sorted. Sorting is very poor in the tidal channel (Fig. 5) and close to outcrops of Pleistocene rocks. Thus, poor sorting is caused by either the concentration of shells in the channel sediments (Pl. 2, fig. 4), by eroded Pleistocene rock fragments, or by both.

PHYSICAL SEDIMENTARY STRUCTURES

Very shallow subtidal and outer flat areas are covered by a system of interdigitating sand waves (Fig. 1, Pl. 1, fig. 3). They have a wave length of 10 to 15 m and decrease in amplitude toward the mid flat where they finally disappear. Very coarse shell material accumulates in the troughs of the sand waves (Pl. 1, figs 1, 4). The shell material consists of reworked Pleistocene and Recent shells. Sediment size fines upward within the sand waves.

Undulatory megaripples occur in coarse to very coarse sediment of the estero channel and in shallow subtidal areas (e. g. pl. 3, fig. 1).

Small ripples (Pl. 3, fig. 3) are straight-crested or undulating, sometimes branch and are usually asymmetric. Except in some areas close to the beach they are ebb oriented. They are the most common physical sedimentary structure. They occur from the outer flat where they cover sand waves, to mid and inner flat areas. The fine-grained and partially algal bound sediment of the inner flat firmgrounds contain only poorly developed ripples (Pl. 3, fig. 2). The wave length of small ripples varies between 7 to 15 cm, and the direction of ripple crests varies between 0° and 45° (with a dominance of 20–25°). Many ripples have flattened tops, a typical feature caused by subaerial exposure. Most ripples are current ripples caused by tidal currents. Opposing currents sometimes change originally asymmetric ripples into symmetric ones. Others are probably the result of the combined influence of waves and currents. Interference ripples are rare.

Linguoid ripples are found in smaller tidal creeks as well as on the margin of the major tidal channel. They were also observed after storms on parts of the tidal flat (Pl. 3, fig. 4).

Current lineation occurs along the margins of the tidal channel of the mid flat.

The inventory of the physical sedimentary structure is typical of tidal flats (e. g. REINECK 1978; REINECK & SINGH 1980) and need not be discussed in detail.

BIOGENIC SEDIMENTARY STRUCTURES

Biogenic sedimentary structures are ubiquitous on the tidal flat of Bahia la Choya both in soft and hard substrate. They have been little studied in the past (e. g. EKDALE 1978, EKDALE et al. 1984, FLESSA & EKDALE 1987). As several ongoing studies at the University of Utah deal with ichnological aspects of the tidal flat and associated Pleistocene rocky substrates in detail, only a short summary of the most common types of traces and their sedimentological impact is given here.

ICHNOLOGICAL INVENTORY

The most conspicuous traces on the tidal flat are large feeding excavations of rays. The circular to semicircular pits are 5 to 15 cm deep and on average 30–50 cm in diameter. Commonly they are floored by shells and shell fragments (Pl. 4, fig. 3). Feeding traces of rays contribute considerably to sediment reworking (e. g. GRANT 1983). The activities of rays are thought to be, together with the burrowing activity of callianassid shrimps (see below), largely responsible for the destruction of physical sedimentary structures on the tidal flat. In addition, rays are important agents of shell bed formation as finer sediment particles are winnowed and carried away by tidal currents during excavation, leaving a shell lag behind.

The feeding activity of rays may also be one factor in producing the mesita-like relief of the inner flat firmground. The rays may disrupt the stabilized, algal bound surface layer. Pits created this way are subsequently enlarged by erosion by waves and currents.

Crawling traces of gastropods are widespread and occur in various size classes. Most abundant are trails 1–2 mm in diameter made by various species of *Nassarius* and trails 5 mm in diameter created by *Cerithidea* and less commonly by *Cerithium* (Pl. 5, fig. 1). The trails are shallow grooves bordered on both sides by sediment ridges. Their preservation potential is low except on the inner flat firmground.

Trackways of arthropods, consisting of imprints of the podia, are common on mid flat areas where most are made by hermit crabs (Pl. 4, fig. 5).

Resting traces of the sea anemone *Calamactis* occur scattered across outer and mid flat areas and are characterized by a vertical tube surrounded by radial grooves (Pl. 4, fig. 2).

Fecal strings of various sizes are found occasionally on outer and mid flat areas. Some of them may have been made by the polychaete *Arenicola*, although none of the characteristic U- or J-shaped burrows were found associated with them.

Callianassid burrows (Pl. 4, figs 1, 6) are very abundant. They are made by *Callianassa* and *Upogebia* (Flessa & Ekdale 1987) and typically exhibit smooth, lined burrow walls. Burrows of the former have the characteristic swollen branching points of many callianassid burrows, whilst those of the latter are more frequently branched and form an intricate boxwork (Flessa & Ekdale 1987). Associated with the burrows are small cones of sediment on the surface which consist of material expelled by the shrimps from their burrows.

Crab burrows (Pl. 5, figs 2, 5; Pl. 8, fig. 2) usually have a greater burrow diameter than shrimp burrows. Two main types are common: Unbranched, J-shaped burrows, 2–3 cm in diameter, made by the fiddler crab *Uca*. The burrow openings are frequently surrounded by sand pellets which represent either material expelled from the burrows or pellets created during their feeding process on the sediment surface (Pl. 5, fig. 5). The second burrow type, excavated by the crab *Eurytium*, is 3–5 cm in diameter and branched.

Small, vertical, U-shaped burrows with a tube diameter of 1–2 mm and an observed depth of 5 cm are inhabited by small, amphipod-like crustaceans (Pl. 5, fig. 4).

Very widespread are straight vertical tubes, most of them are probably inhabited by polychaetes. Some are unlined, others have a thin (1 mm thick) agglutinated burrow wall and are constructed by the polychaete *Onuphis* (Ekdale et al. 1984, fig. 7–2). In yet others the agglutinated burrow wall is 2–3 mm thick. In both types the wall material consists of sand-sized particles. Tubes of the polychaete *Diopatra*, in contrast, have very coarsely agglutinated burrow walls, and most particles consist of shell fragments. Very thin (1 mm ∅) chitinous tubes constitute a fourth type of straight vertical tubes.

The preservation potential of bivalve burrows is usually low. An exception are the burrows of *Tagelus*, a deep infaunal bivalve whose burrow may reach up to five times the length of the animal (5–10 cm). The burrow is oval in cross-section and bifurcates toward the sediment surface indicating

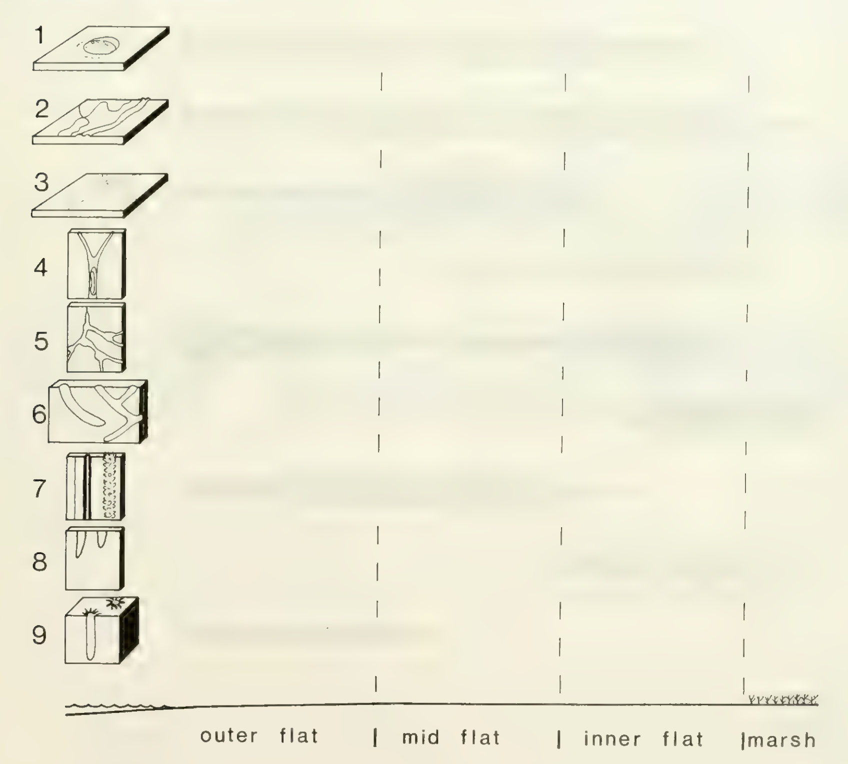


Fig. 8: Zonation of biogenic sedimentary structures across the tidal flat. 1: ray pits; 2: gastropod trails; 3: hermit crab tracks; 4: *Tagelus* burrows; 5: callianassid burrows; 6: crab burrows; 7: unlined, heavily lined and agglutinated vertical tubes of polychaetes; 8: ?amphipod U-tubes; 9: resting traces of sea anemones. Thickness of bars indicates relative abundance.

the presence of long siphons (Pl. 4, fig. 4). It can be recognized on the sediment surface by the presence of paired openings.

Exposed Pleistocene rocks exhibit a number of boring organisms. Most common are the flask-shaped borings of the bivalve *Lithophaga* and the club- to J-shaped borings of the sipunculid worms *Phascolosoma* and *Themiste* (Flessa & Ekdale 1987). The numerous boring organisms occurring in shell material across the tidal flat are described in detail by Feige & Fürsich (this volume).

DISTRIBUTION ACROSS THE TIDAL FLAT (Figs 4–8)

A number of traces occur throughout the tidal flat, among them ray pits, gastropod trails, callianassid burrows and vertical tubes. In the latter two, however, the density varies between subenvironments. Agglutinated tubes are most common in outer to mid flat areas, whilst callianassid burrows have their highest density close to the shore. Some other traces are confined to particular parts of the tidal flat: *Tagelus* and ?amphipod burrows are found in the inner flat and inner mid flat only. *Uca* and *Eurytium* burrows are confined to the inner flat, salt marsh and estero channel. Hermit crab tracks occur only in outer and mid flat areas.

On the whole, the zonation of biogenic sedimentary structures is not very pronounced (Fig. 8). Still, it allows differentiation of two major areas, the outer/mid flat and the inner flat/salt marsh.

RATES OF SEDIMENTATION

The very low thickness of Holocene sediments overlying lithified late Pleistocene sediments suggests very low net rates of sedimentation within Bahia la Choya. These rates are slightly higher in the southern part of the bay as opposed to the northern part where Pleistocene rocky flats are exposed over large areas. Radiocarbon dates of shells (Meldahl 1987) confirm this view: For example, a large *Dosinia* shell, collected from the surface of the outer flats in the northern part of the bay gave an age of 3230 +/−75 years. A *Chione* shell collected at a depth of 60 cm in the outer flat area of Transect B revealed an age of 4250 +/−80 years. Shells from mid and inner flat areas collected at a depth of 48 and 126 cm yielded an

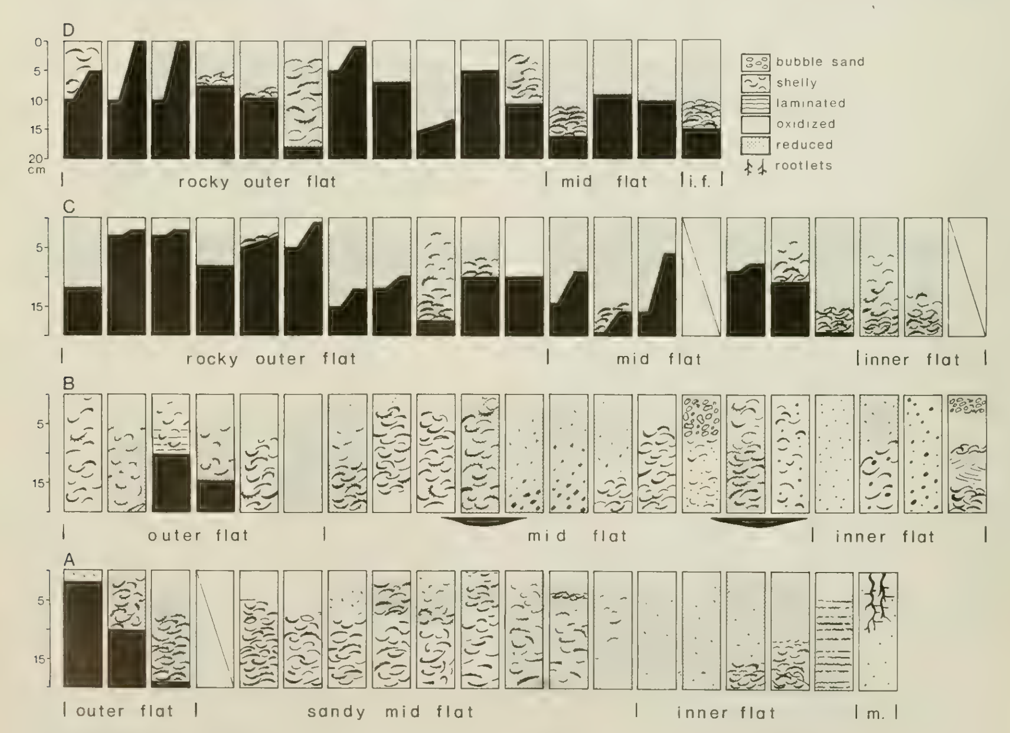


Fig. 9: Biofabric and depth of PRD layer (O_2/H_2S interface) in box cores taken along the four transects.

age of 2260 +/−75 and 2600 +/−145 years respectively. These dates suggest that in-situ reworking is a very common process at Bahia la Choya. The fact that shells recovered from the sediment surface are as old as those from within the sediment indicates extensive vertical mixing of shells. The molluscan taphocoenoses can therefore be regarded as highly time-averaged assemblages.

VERTICAL ZONATION OF SEDIMENTS

In order to learn more about biofabric, depth of oxidation zone, and internal sedimentation structures, box cores were taken from characteristic subenvironments. Selected samples are shown in Pl. 6. In addition, at each sampling point along the four transects internal features of the sediment to a depth of about 20 cm were noted. The results are shown in Fig. 9.

In general, very few physical sedimentary structures are preserved. Exceptions are crossbedding (seen as internal feature of megaripples within the estero channel) and bubble sand (Pl. 5, fig. 3) near the beach. The latter is a result of entrapment of air caused by rapid flooding of sand (e. g. Reineck 1956) and is a good indicator of deposition on foreshore or similar environments (Reineck & Singh 1980). Remains of lamination are often preserved in the uppermost few centimetres of inner flat firmgrounds (Pl. 6, fig. 2).

In Transects C and D sediment cover is very thin (Fig. 9). In Transects A and B shell beds are very abundant within the uppermost 20 cm of sediment. They occupy most of the observed cross-section in outer and mid flat areas. Shell beds vary in thickness from 2 to >20 cm and have gradational or sharp boundaries. There is no preferred orientation of skeletal elements within shell beds.

The depth of the reduced zone varies between 0,2 and >20 cm and is most commonly between 2 and 5 cm. In several cases, a reduced layer is sandwiched between two oxidized layers. In these instances the lower oxidized layer is invariably shelly. Quite clearly, the position of the reduction zone is greatly influenced by the permeability of the sediment. The position of the reduced layer within 1 to 3 cm of the sediment-water interface in inner mid flat to inner flat sediments of Transect A points to a very stable sediment and very little sediment input.

Bioturbation by a variety of organisms (see above) and, in the case of the salt marsh, by plants is responsible for the scarcity of primary sedimentary structures (e. g. Pl. 5, fig. 2, Pl. 6). The thorough bioturbation of the sediment is further evidence of low rates of sedimentation and physical reworking. Reworking processes play a major role in the sedimentation history of Bahia la Choya and apparently are largely biologically controlled.

SUMMARY OF MAJOR HABITATS OF BAHIA LA CHOYA

According to sediment type, physical and biogenic sedimentary structures, vegetation, and topography, the tidal flat complex of Bahia la Choya can be subdivided into several subenvironments or habitats.

Little is known about the very shallow subtidal zone at Bahia la Choya. Scuba diving and limited grab sampling to a water depth of 7 m indicated both sandy substrate with megaripples and rocky Pleistocene with sand patches inbetween – seaward extensions of the low intertidal habitats.

Outer tidal flats (Pl. 1) are characterized by sand waves the tops of which are covered by current ripples, whilst in the troughs coarse shell material accumulates. Grain size varies from fine to medium sand. Carbonate content is relatively high. Bioturbation structures are dominated by polychaete tubes and burrows of callianassid shrimps. The surface is covered by ray pits and gastropod trails. Where the sediment cover is very thin, extensive rocky flats exist with soft sediment occurring in pockets or forming a thin algally stabilized veneer on top. The rocky flats are extensively bored and encrusted and support (in contrast to the sandy flats) a varied epifauna.

The outer flat grades, without noticeable break, into the sandy mid flat (Pl. 3, fig. 3). Current or combined wave/current ripples cover the largely flat area of fine sand. Bioturbation is very similar to that of the outer flat, the carbonate content is usually lower.

There is a distinct break from the mid to the inner flat. The latter is characterized by silty fine sand and a rather firm substrate with poorly developed ripples (Pl. 3, fig. 2). The carbonate content is low. Due to patchy erosion, the sediment surface exhibits a mesita-like topography (Pl. 7, fig. 4). Bioturbation is extensive and is caused by callianassid shrimps and by crabs.

The salt marsh (Pl. 7, fig. 2) is vegetated with halophytes *(Salicornia, Sueda,* and *Distichlis)* and thoroughly burrowed by crabs *(Uca, Eurytium).* The fine-grained sediment is poorly sorted.

The tidal channel (Pl. 7, figs 1, 3) is broad and shallow across the flat, but narrows and becomes deeper where it cuts through the shelly spit separating marsh (estero) from tidal flat. In the marsh the channel splits into two major branches which in turn anastomose. Megaripples (Pl. 3, fig. 1) and coarse sandy sediment characterize the channel in the estero, whilst poorly sorted gravelly to sandy sediment, shell pavements, and gravel bars are typical of mid to outer channel areas. Shells are preferentially oriented downstream (Pl. 8, fig. 4) and current lineation is commonly observed along the banks (Pl. 8, fig. 3).

A shelly spit, up to 3 m high and with a maximum width of 100 m, separates the tidal flat from the marsh (Fig. 2, Pl. 8, fig. 5). it consists nearly exclusively of shells and shell debris which have a mixed origin – some are subtidally derived, others come from the marsh. Where the channel cuts through the spit, its shell material is reworked and transported along the channel onto the tidal flat. Most of it is deposited as a sediment apron where the channel enters the tidal flat. The remaining material is transported further seaward and becomes incorporated into the taphocoenoses of Bahia la Choya.

THE MOLLUSCAN FAUNA

PREVIOUS WORK

Because of its close vicinity to the United States, the Puerto Peñasco area has been visited by numerous malacologists and amateur collectors. LOWE (1934) gave a first general account of a trip to Puerto Peñasco and a year later recorded 299 species found at that locality (LOWE 1935). In the following years Puerto Peñasco and Bahia la Choya were visited repeatedly which resulted in descriptions of new species (e. g. BERRY 1945, 1956a, b, 1957, 1958, 1960, 1964; DUSHANE & MCLEAN 1968, MARCUS & MARCUS 1967). KEEN (1947) added 61 species to LOWE's (1935) list; RICE (1966) lists 52 species from Bahia la Choya. Lists of individual groups were given by BURCH (1967a, b) for the Muricidae and Olividae, and by JOHNSON (1968) for the Conidae. Descriptions of Bahia la Choya are scarce and cursory (BERRY 1955, DUSHANE 1957). BERRY's (1955) account is a short, but colorful description of the main habitats of Bahia la Choya and the corresponding molluscan faunas.

These earlier surveys were not very systematic and the present study is the first comprehensive account of the molluscan fauna of Bahia la Choya and its distribution in various habitats.

Table 1. List of mollusc shells found in the shallow subtidal, on the tidal flat, and in the salt marsh at Bahia la Choya.

BIVALVIA

Nuculidae
Nucula declivis HINDS 1843

Nuculanidae
Nuculana (Saccella) elenensis (SOWERBY 1833)

Arcidae
Arca (Arca) mutabilis (SOWERBY 1833)
A. (A.) pacifica (SOWERBY 1833)
Barbatia (Acar) rostae BERRY 1954
B. (Calloarca) alternata (SOWERBY 1833)
B. (Fugleria) illota (SOWERBY 1833)
Anadara (Larkinia) multicostata (SOWERBY 1833)
Arcopsis solida (SOWERBY 1833)

Glycymeridae
Glycymeris (Glycymeris) gigantea (REEVE 1843)
G. (Tucetona) multicostata (SOWERBY 1833)

Mytilidae
Brachidontes semilaevis (MENKE 1849)
Mytella guyanensis (LAMARCK 1819)
Gregariella coarctata (CARPENTER 1857)
Lithophaga (Labis) attenuata (DESHAYES 1836)
L. (Leiosolenus) abbotti LOWE 1935
Modiolus capax (CONRAD 1837)

Pteriidae
Pteria sterna (GOULD 1851)

Isognomidae
Isognomon janus CARPENTER 1857

Ostreidae
Saccostrea palmula (CARPENTER 1857)
Lopha angelica (ROCHEBRUNE 1895)
Crassostrea corteziensis (HERTLEIN 1951)

Pectinidae
Pecten (Oppenheimopecten) vogdesi ARNOLD 1906
Argopecten circularis (SOWERBY 1935)
Cyclopecten pernomus (HERTLEIN 1935)
Leptopecten (Leptopecten) velero (HERTLEIN 1935)

Limidae
Lima (Promantellum) pacifica D'ORBIGNY 1846

Anomiidae
Anomia adamas GRAY 1850

Crassatellidae
Crassinella pacifica (C. B. ADAMS 1852)
C. adamsi OLSSON 1961

Cardiidae
Cardita (Byssomera) affinis SOWERBY 1833
C. (Cardites) sp.

Lucinidae
Lucina (Callucina) lampra (DALL 1901)
L. (Lucinisca) centrifuga (DALL 1901)
Parvilucina (Parvilucina) approximata (DALL 1901)
P. (P.) mazatlanica (CARPENTER 1855)
P. (Cavilinga) prolongata (CARPENTER 1857)
Ctena mexicana (DALL 1901)
Divalinga (Divalinga) eburnea (REEVE 1850)

Ungulinidae

Diplodonta orbella (GOULD 1852)
D. subquadrata (CARPENTER 1856)
Felaniella (Zemysia) sericata (REEVE 1850)
Phlyctiderma (Phlyctiderma) discrepans (CARPENTER 1857)

Galeommatidae

Galeommella peruviana (OLSSON 1961)
Galeommella sp. A
Tryphomyax mexicanus (BERRY 1959)

Leptonidae

Solecardia eburnea CONRAD 1849

Montacutidae

Aligena cokeri DALL 1909
Orobitella obliqua (HARRY 1969)
O. trigonalis (CARPENTER 1857)
O. cf. *zorrita* OLSSON 1961

Sportellidae

Basterotia (Basterotella) hertleini DURHAM 1950

Chamidae

Chama mexicana CARPENTER 1857
C. frondosa BRODERIP 1835
Pseudochama saavedrai HERTLEIN & STRONG 1946

Cardiidae

Trachycardium (Trachycardium) concors (SOWERBY 1833)
T. (Mexicardia) panamense (SOWERBY 1833)
Papyridea aspersa (SOWERBY 1833)
Trigoniocardia (Trigoniocardia) granifera (BRODERIP & SOWERBY 1829)
T. (Americardia) biangulata (BRODERIP & SOWERBY 1829)
Laevicardium elatum (SOWERBY 1833)
L. elenense (SOWERBY 1840)

Veneridae

Tivela (Tivela) byronensis (GRAY 1838)
Pitar (Pitar) helenae OLSSON 1961
P. (Lamelliconcha) concinnus (SOWERBY 1835)
Megapitaria squalida (SOWERBY 1835)
Dosinia dunkeri (PHILIPPI 1844)
D. ponderosa (GRAY 1838)
Chione (Chione) californiensis (BRODERIP 1835)
C. (Chionista) fluctifraga (SOWERBY 1853)
C. (Chionopsis) gnidia (BRODERIP & SOWERBY 1828)
C. (C.) purpurissata DALL 1902
C. (C.) pulicaria (BRODERIP 1835)
C. (Lirophora) mariae (D'ORBIGNY 1846)
C. (Timoclea) squamosa (CARPENTER 1857)
Protothaca (Tropithaca) grata (SAY 1831)

Petricolidae

Petricola (Petricola) exarata (CARPENTER 1857)
P. (P.) lucasana HERTLEIN & STRONG 1948
P. (Rupellaria) denticulata SOWERBY 1834

Cooperellidae

Cooperella subdiaphana (CARPENTER 1864)

Mactridae

Mactra (Mactrotoma) nasuta GOULD 1851
M. (Micromactra) californica CONRAD 1837
Raeta undulata (GOULD 1851)

Tellinidae

Tellina (Angulus) meropsis DALL 1900
T. (A.) amianta DALL 1900
T. (A.) carpenteri DALL 1900
T. (A.) coani KEEN 1971
T. (Eurytellina) simulans C. B. ADAMS 1852
T. (Laciolina) ochraea CARPENTER 1864
T. (Merisca) brevirostris DESHAYES 1855
T. (M.) rhynchoscuta (OLSSON 1961)
T. (Tellinella) cumingii argis OLSSON 1971
Leporimetis (Florimetis) cognata (PILSBRY & VANATTA 1902)
Macoma (Rexithaerus) indentata CARPENTER 1864
Strigilla (Pisostrigilla) interrupta MOERCH 1860
Tellidora burneti (BRODERIP & SOWERBY 1829)

Donacidae

Donax gracilis HANLEY 1845
D. navicula HANLEY 1845

Psammobiidae

Heterodonax pacificus (CONRAD 1837)

Solecurtidae

Tagelus (Tagelus) affinis (C. B. ADAMS 1852)
T. (T.) californianus (CONRAD 1837)
T. (Mesopleura) politus (CARPENTER 1857)

Semelidae

Semele flavescens (GOULD 1851)
S. guaymasensis PILSBRY & LOWE 1932
S. jovis (REEVE 1853)
S. pacifica DALL 1915
Cumingia adamsi OLSSON 1961 ex CARPENTER MS
C. lamellosa SOWERBY 1833
C. pacifica DALL 1915

Solenidae

Solen (Solen) rosaceus CARPENTER 1864

Myidae

Cryptomya californica (CONRAD 1837)
Sphenia fragilis (H. & A. ADAMS 1854)

Corbulidae

Corbula (Caryocorbula) marmorata HINDS 1843
C. (Juliacorbula) bicarinata SOWERBY 1833
C. (J.) biradiata SOWERBY 1833

Gastrochaenidae

Gastrochaena ovata SOWERBY 1834

Hiatellidae
Hiatella arctica (LINNE 1767)

Pandoridae
Pandora (Pandora) uncifera PILSBRY & LOWE 1932

Lyonsiidae
Entodesma (Phlycticoncha) lucasanum
(BARTSCH & REHDER 1939)

Thraciidae
Thracia curta CONRAD 1837
T. squamosa CARPENTER 1857
Cyathodonta lucasana DALL 1915
C. dubiosa DALL 1915
Asthenothaerus villosior CARPENTER 1864

GASTROPODA

Fissurellidae
Diodora inaequalis (SOWERBY 1835)
D. alta (C. B. ADAMS 1852)
Lucapinella milleri BERRY 1959

Acmaeidae
Collisella acutapex (BERRY 1960)
C. turveri (HERTLEIN & STRONG 1951)

Trochidae
Calliostoma marshalli LOWE 1935
Tegula (Agathistoma) mariana DALL 1919
T. (Chlorostoma) rugosa (A. ADAMS 1853)

Liotiidae
Arene (Otollonia) fricki (CROSSE 1865)

Turbinidae
Turbo (Callopoma) fluctuosus WOOD 1828

Neritidae
Nerita (Theliostyla) funiculata MENKE 1851
Theodoxus (Vittoclithon) luteofasciatus MILLER 1879

Phenacolepadidae
Phenacolepas osculans (C. B. ADAMS 1852)

Littorinidae
Littorina aspera PHILIPPI 1846

Vitrinellidae
Teinostoma sp.

Turritellidae
Turritella anactor BERRY 1957
T. gonostoma VALENCIENNES 1832
T. leucostoma VALENCIENNES 1832
Vermicularia frisbeyae MCLEAN 1970
V. pellucida eburnea (REEVE 1842)

Modulidae
Modulus disculus (PHILIPPI 1846)

Vermetidae
Vermetus (Thylaeodus) indentatus (CARPENTER 1857)
Tripsycha (Tripsycha) tripsycha (PILSBRY & LOWE 1932)
T. (Eualetes) centiquadra (VALENCIENNES 1846)
Dendropoma lituella (MOERCH 1861)

Cerithiidae
Cerithium (Thericium) stercusmuscarum VALENCIENNES 1833

Potamididae
Cerithidea mazatlanica CARPENTER 1857

Epitoniidae
Epitonium (Nitidiscala) hindsii (CARPENTER 1856)
E. (N.) barbarinum DALL 1919
Alora gouldii (A. ADAMS 1857)

Hipponicidae
Hipponix panamensis C. B. ADAMS 1852
H. pilosus (DESHAYES 1832)

Calyptraeidae
Calyptraea (Calyptraea) mamillaris BRODERIP 1834
Crepidula excavata (BRODERIP 1834)
C. incurva (BRODERIP 1834)
C. lessonii (BRODERIP 1834)
C. onyx SOWERBY 1824
C. rostrata C. B. ADAMS 1852
C. striolata MENKE 1851
C. uncata MENKE 1847
Crucibulum (Crucibulum) ignarium (BRODERIP 1834)
C. (C.) scutellatum (WOOD 1828)
C. (C.) spinosum (SOWERBY 1824)
C. (Dispotaea) concameratum REEVE 1859
C. (D.) serratum (BRODERIP 1834)

Naticidae
Natica (Natica) chemnitzii PFEIFFER 1840
Polinices (Polinices) uber (VALENCIENNES 1832)
Neverita (Glossaulax) reclusiana (DESHAYES 1939)

Cymatiidae
Cymatium (Turritriton) gibbosum (BRODERIP 1833)

Buccinidae
Solenosteira macrospira BERRY 1957
Phos (Cymatophos) fusoides (C. B. ADAMS 1852)
P. (C.) dejanira (DALL 1919)

Columbellidae
Columbella strombiformis LAMARCK 1822
Anachis (Costoanachis) adelinae (TRYON 1883)
A. (C.) nigricans (SOWERBY 1844)
A. (?C.) sanfelipensis LOWE 1935
A. (C.) varia (SOWERBY 1832)

Mitrella xenia (DALL 1919)
Parametaria dupontii (KIENER 1849-50)
Strombina (*Strombina*) sp.

Melongenidae
Melongena patula (BRODERIP & SOWERBY 1828)

Nassariidae
Nassarius (*Nassarius*) *guaymasensis* (PILSBRY & LOWE 1932)
N. (*N.*) *versicolor* (C. B. ADAMS 1852)
N. (*Phrontis*) *iodes* (DALL 1917)
N. (*P.*) *brunneostoma* (STEARNS 1893)
N. (*P.*) *tiarula* (KIENER 1841)

Fasciolariidae
Fusinus sp.

Olividae
Oliva (*Oliva*) *incrassata* [LIGHTFOOT 1786]
O. (*O.*) *spicata* (ROEDING 1798)
Agaronia testacea (LAMARCK 1811)
Olivella (*Olivella*) *dama* (WOOD 1928 ex MAWE, MS)

Conidae
Conus (*Leptoconus*) *regularis* SOWERBY 1833
C. (*L.*) *scalaris* VALENCIENNES 1832
C. (*Ximeniconus*) *perplexus* SOWERBY 1857

Terebridae
Terebra armillata HINDS 1844
T. elata HINDS 1844

Turridae
Agladrillia pudica (HINDS 1843)
Crassispira (*Striospira*) *kluthi* E. K. JORDAN 1936
Pilsbryspira (*Pilsbryspira*) *garciacubasi* SHASKY 1971
P. (*Nymphispira*) *bacchia* (DALL 1919)

Pyramidellidae
Pyramidella (*Longchaenus*) *mazatlanica* DALL & BARTSCH 1909

Bullidae
Bulla (*Bulla*) *gouldiana* PILSBRY 1895

Scaphandridae
Acteocina inculta (GOULD & CARPENTER 1857)

Melampidae
Melampus (*Melampus*) *mousleyi* BERRY 1964
Pedipes unisculcatus COOPER 1866

SCAPHOPODA

Dentaliidae
Tesseracme quadrangulare (SOWERBY 1832)
Graptacme semipolitum (BRODERIP & SOWERBY 1829)

Laevidentaliidae
Laevidentalium splendidum (SOWERBY 1832)

GENERAL FEATURES

Hard-shelled taxa are dominated by molluscs. Other groups present include barnacles, rare brachiopods *(Glottidia)*, bryozoans, serpulids, echinoderms, foraminifera, and ostracods. They have been identified using BRUSCA (1980). Of these invertebrate groups, bryozoans are diverse, and the echinoids are conspicuous, being represented by 3 species: *Encope grandis*, *E. micropora*, and *Mellita longifissa*. In most samples these groups constitute less than 3 % in terms of relative abundance and have therefore been neglected except for the taphonomic analysis.

From the very shallow subtidal (which has been sampled only very cursorily) to the supratidal, 218 species of molluscs have been recorded, among them 127 species of bivalves, 88 of gastropods and 3 of scaphopods. The mollusc fauna was identified using BECKVAR et al. (1985), KEEN (1971), KEEN & COAN (1976) and OLSSON (1961). A comprehensive faunal list is given in Table 1. Table 2 lists information on feeding modes and life habits of the individual species (see also Fig. 10). Common elements of the molluscan fauna are figured on Pls. 9 and 10. Data on the autecology are based, where possible, on our own observations or on information from the literature (especially information in KEEN [1971] and MORRIS et al. [1980]). Among the bivalves, most species are infaunal suspension-feeders, whilst among the gastropods epifaunal detritus-feeders and herbivores prevail.

The diverse mollusc fauna belongs to the tropical Panamic faunal province which ranges from the northern Gulf of California southward to Panama (KEEN 1971). The relatively high diversity, compared to temperate settings such as the North Sea, of these high stress environments make Bahia la Choya an ideal area to study onshore-offshore variations in diversity, faunal composition, life habit groups, and taphonomic features. As the final goal of the study is to learn more about the paleoecological significance of molluscan taphocoenoses, particular emphasis is laid on the distribution pattern of dead shells and their relation to environmental parameters.

Table 2. Substrate preference, mode of life, and mode of feeding of the shelly molluscan fauna of Bahia la Choya. H: preference for hard substrate; S: preference for soft substrate; L: mode of life; i: infaunal; is: shallow infaunal; id: deep infaunal; im: infaunal mobile; ib: endobyssate; bo: boring; e: epifaunal; em: epifaunal mobile; eb: epibyssate; ec: epifaunal cemented; T: mode of feeding (trophic group); d: detritus/deposit-feeder; s: suspension-feeder; o: omnivore; c: carnivore; h: herbivore.

BIVALVIA	H	S	L	T
Nucula declivis		*	im	d
Nuculana (Saccella) elenensis		*	im	d
Arca (Arca) mutabilis	*		eb	s
A. (A.) pacifica	*		eb	s
Barbatia (Acar) rostae	*		eb	s
B. (Calloarca) alternata	*		eb	s
B. (Fugleria) illota	*		eb	s
Anadara (Larkinia) multicostata	*		eb	s
Arcopsis solida	*		eb	s
Glycymeris (Glycymeris) gigantea		*	is	s
G. (Tucetona) multicostata		*	is	s
Brachidontes semilaevis	*		eb	s
Mytella guyanensis		*	eb	s
Gregariella coarctata	*		ib	s
Lithophaga (Labis) attenuata	*		bo	s
L. (Leiosolenus) abbotti	*		bo	s
Modiolus capax	*		eb	s
Pteria sterna	*		eb	s
Isognomon janus	*		eb	s
Saccostrea palmula	*		ec	s
Lopha angelica	*		ec	s
Crassostrea corteziensis	*		ec	s
Pecten (Oppenheimopecten) vogdesi		*	em	s
Argopecten circularis		*	em	s
Cyclopecten pernomus		*	eb	s
Leptopecten (Leptopecten) velero		*	em	s
Lima (Promantellum) pacifica		*	eb	s
Anomia adamas	*		ec	s
Crassinella pacifica		*	is	s
C. adamsi		*	is	s
Cardita (Byssomera) affinis	*		eb	s
C. (Cardites) sp.	*		eb	s
Lucina (Callucina) lampra		*	id	s
L. (Lucinisca) centrifuga		*	id	s
Parvilucina (P.) approximata		*	id	s
P. (P.) mazatlanica		*	id	s
P. (Cavilinga) prolongata		*	id	s
Ctena mexicana		*	id	s
Divalinga (Divalinga) eburnea		*	id	s
Diplodonta orbella		*	is	s
D. subquadrata		*	is	s
Felaniella (Zemysia) sericata		*	id	s
Phlyctiderma (P.) discrepans	*		is	s
Galeommella peruviana		*	?	s
Galeommella sp. A		*	?	s
Tryphomyax mexicanus		*	?	s
Solecardia eburnea		*	?	s
Aligena cokeri		*	?	s
Orobitella obliqua		*	?	s
O. trigonalis		*	?	s

O. cf. zorrita		*	?	s
Basterotia (B.) hertleini	*		cb	s
Chama mexicana	*		cc	s
C. frondosa	*		cc	s
Pseudochama saavedrai	*		cc	s
Trachycardium (T.) concors		*	is	s
T. (Mexicardia) panamense		*	is	s
Papyridea aspersa		*	is	s
Trigoniocardia (T.) granifera		*	is	s
T. (Americardia) biangulata		*	is	s
Laévicardium elatum		*	is	s
L. elenense		*	is	s
Tivela (Tivela) byronensis		*	is	s
Pitar (Pitar) helenae		*	is	s
P. (Lamelliconcha) concinnus		*	is	s
Megapitaria squalida		*	is	s
Dosinia dunkeri		*	is	s
D. ponderosa		*	is	s
Chione (Chione) californiensis		*	is	s
C. (Chionista) fluctifraga		*	is	s
C. (Chionopsis) gnidia		*	is	s
C. (C.) purpurissata		*	is	s
C. (C.) pulicaria		*	is	s
C. (Lirophora) mariae		*	is	s
C. (Timoclea) squamosa		*	is	s
Protothaca (Tropithaca) grata		*	is	s
Petricola (Petricola) exarata	*		ib	s
P. (P.) lucasana	*		ib	s
P. (Rupellaria) denticulata	*		ib	s
Cooperella subdiaphana		*	is	s
Mactra (Mactrotoma) nasuta		*	is	s
M. (Micromactra) californica		*	is	s
Raeta undulata		*	is	s
Tellina (Angulus) meropsis		*	id	d
T. (A.) amianta		*	id	d
T. (A.) carpenteri		*	id	d
T. (A.) coani		*	id	d
T. (Eurytellina) simulans		*	id	d
T. (Laciolina) ochracea		*	id	d
T. (Merisca) brevirostris		*	id	d
T. (M.) rhynchoscuta		*	id	d
T. (Tellinella) cumingii argis		*	id	d
Leporimetis (Florimetis) cognata		*	id	d
Macoma (Rexithaerus) indentata		*	id	d
Strigilla (Pisostrig.) interrupta		*	id	d
Tellidora burneti		*	id	d
Donax gracilis		*	is	s
D. navicula		*	is	s
Heterodonax pacificus		*	is	s
Tagelus (Tagelus) affinis		*	id	s
T. (T.) californianus		*	id	s
T. (Mesopleura) politus		*	id	s
Semele flavescens		*	id	d
S. guaymasensis		*	id	d
S. jovis		*	id	d
S. pacifica		*	id	d
Cumingia adamsi		*	if	d
C. lamellosa		*	if	d

C. pacifica		*	if	d
Solen (Solen) rosaceus		*	is	s
Cryptomya californica		*	is	s
Sphenia fragilis	*		ib	s
Corbula (Caryocorbula) marmorata		*	ib	s
C. (Juliacorbula) bicarinata		*	ib	s
C. (J.) biradiata		*	ib	s
Gastrochaena ovata	*		bo	s
Hiatella arctica	*		ib	s
Pandora (Pandora) uncifera		*	?	?
Entodesma (Phlycticoncha) lucasanum		*	eb	s
Thracia curta	*		is	s
T. squamosa	*		is	s
Cyathodonta lucasana		*	?	?
C. dubiosa		*	?	?
Asthenothaerus villosior		*	?	?

GASTROPODA

Diodora inaequalis	*		em	o/h
D. alta	*		em	0/h
Lucapinella milleri	*		em	h
Collisella acutapex	*		em	h
C. turveri	*		em	h
Calliostoma marshalli	*		em	o?
Tegula (Agathistoma) mariana	*		em	h
T. (Chlorostoma) rugosa	*		em	h
Arene (Otollonia) fricki	*		em	h
Turbo (Callopoma) fluctuosus	*		em	h
Nerita (Theliostyla) funiculata	*		em	h
Theodoxus (Vittoclithon) luteofasciatus	*		em	h
Phenacolepas osculans	*		em	h?
Littorina aspera	*		em	h
Teinostoma sp.?	?		em	h
Turritella anactor		*	is	s
T. gonostoma		*	is	s
T. leucostoma		*	is	s
Vermicularia frisbeyae		*	e	s
V. pellucida eburnea		*	e	s
Modulus disculus	*		em	?
Vermetus (Thylaeodus) indentatus	*		ec	s
Tripsycha (Tripsycha) tripsycha	*		ec	s
T. (Eualetes) centiquadra	*		ec	s
Dendropoma lituella	*		ec	s
Cerithium (Thericium) stercusmuscarum	*		em	h
Cerithidea mazatlanica		*	em	d
Epitonium (Nitidiscala) hindsii		*	em	c
E. (N.) barbarinum		*	em	c
Alora gouldii		*	em	?
Hipponix panamensis	*		em	h?
H. pilosus	*		em	h?
Calyptraea (C.) mamillaris	*		e	s
Crepidula excavata	*		e	s
C. incurva	*		e	s
C. lessonii	*		e	s

C. onyx	*		e	s
C. rostrata	*		e	s
C. striolata	*		e	s
C. uncata	*		e	s
Crucibulum (C.) ignarium	*		e	s
C. (C.) scutellatum	*		e	s
C. (C.) spinosum	*		e	s
C. (Dispotaea) concameratum	*		e	s
C. (D.) serratum	*		e	s
Natica (Natica) chemnitzii		*	im	c
Polinices (Polinices) uber		*	im	c
Neverita (Glossaulax) reclusiana		*	im	c
Cymatium (Turritriton) gibbosum	*		em	c
Solenosteira macrospira	*		em	c
Phos (Cymatophos) fusoides		*	em	c
P. (C.) dejanira		*	em	c
Columbella strombiformis	*		em	d
Anachis (Costoanachis) adelinae	*		em	d
A. (C.) nigricans	*		em	d
A. (?C.) sanfelipensis	*		em	d
A. (C.) varia	*		em	d
Mitrella xenia	*		em	d
Parametaria dupontii		*	em	d
Strombina (Strombina) sp.		*	em	d
Melongena patula		*	em	c
Nassarius (Nassarius) guaymasensis		*	em	c
N. (N.) versicolor		*	em	c
N. (Phrontis) iodes		*	em	c
N. (P.) brunneostoma		*	em	c
N. (P.) tiarula		*	em	c
Fusinus sp.		*	em	c
Oliva (Oliva) incrassata		*	im	c
O. (O.) spicata		*	im	c/o
Agaronia testacea		*	im	c
Olivella (Olivella) dama		*	im	c
Conus (Leptoconus) regularis		*	em	c
C. (L.) scalaris		*	em	c
C. (Ximeniconus) perplexus		*	em	c
Terebra armillata		*	im	c
T. elata		*	im	c
Agladrillia pudica		*	em	c
Crassispira (Striospira) kluthi		*	em	c
Pilsbryspira (P.) garciacubasi		*	em	c
P. (Nymphispira) bacchia		*	em	c
Pyramidella (Longchaenus) mazatlanica		*	em	c
Bulla (Bulla) gouldiana		*	im	c
Acteocina inculta		*	im	c
Melampus (Melampus) mousleyi		*	em	h
Pedipes unisculcatus		*	em	o

SCAPHOPODA

Tesseracme quadrangulare		*	is	d
Graptacme semipolitum		*	is	d
Laevidentalium splendidum		*	is	d

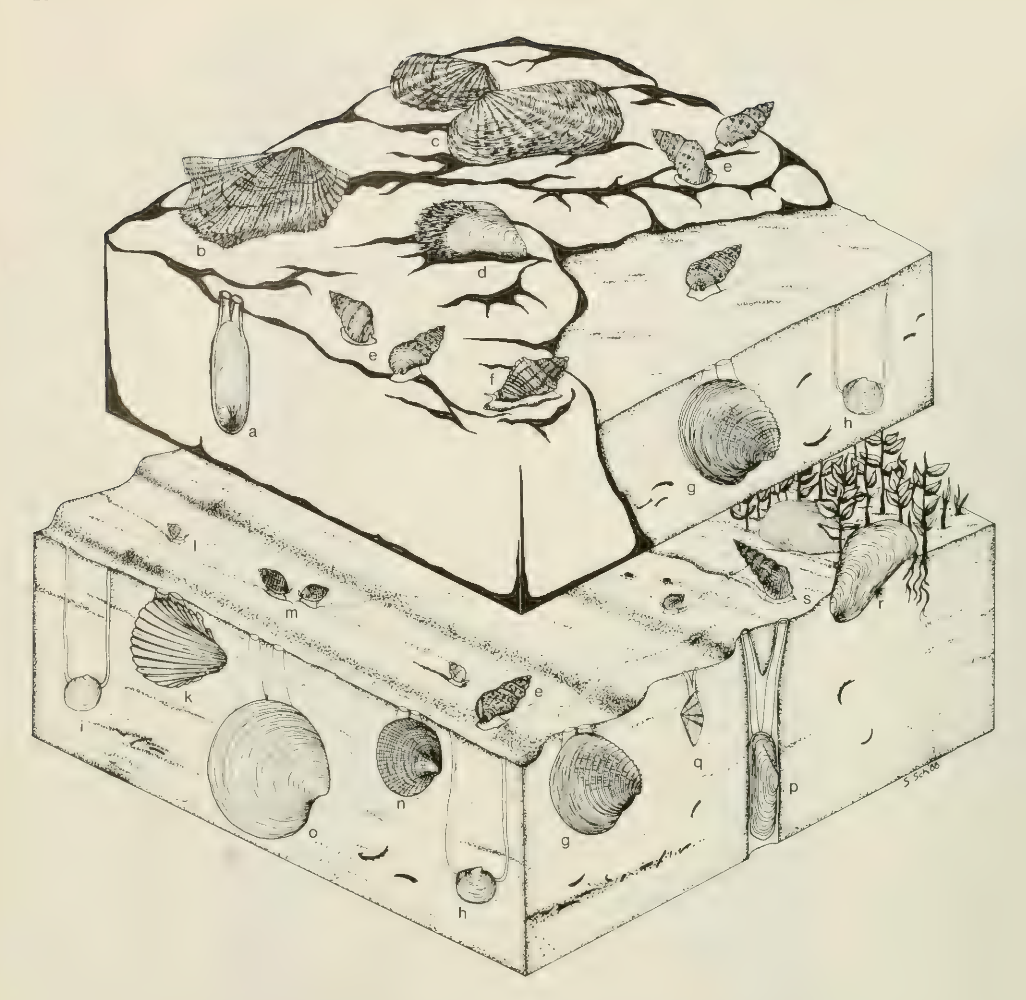


Fig. 10: Mode of life of some characteristic molluscs of rocky and sandy outer areas (upper diagram) and sandy mid flat areas to inner flat firmgrounds and salt marsh (lower diagram). a: *Lithophaga (Labis) attenuata;* b: *Arca (Arca) mutabilis;* c: *Cardita (Byssomera) affinis;* d: *Modiolus capax;* e: *Cerithium (Thericium) stercusmuscarum;* f: *Solenosteira macrospira;* g: *Chione (Chione) californiensis;* h: *Lucina (Callucina) lampra;* i: *Felaniella (Zemysia) sericata;* k: *Trachycardium (Mexicardia) panamense;* l: *Nassarius (Phrontis) iodes;* m: *Nassarius (Phrontis) brunneostoma;* n: *Protothaca (Tropithaca) grata;* o: *Dosinia ponderosa;* p: *Tagelus (Tagelus) affinis;* q: *Donax gracilis;* r: *Mytella guyanensis;* s: *Cerithidea mazatlanica.*

GENERAL DISTRIBUTION PATTERNS

This section describes some general distribution patterns of Bahia la Choya molluscan assemblages. We consider variations in shell density, species diversity, and the bivalve-gastropod ratio of taphocoenoses across the tidal flat.

Fig. 11 illustrates the variation in shell density across the four transects. Shell density is given in weight of more or less complete shells and shell fragments per sampling unit (a bukket with a volume of 9 liters). Highest shell densities are recorded in outermost intertidal areas. As in these areas the sediment blanketing the underlying Pleistocene rock is very thin, concentration of shell material by winnowing appears likely. It can be explained by the higher energy level (breaker zone) at the seaward edge of the tidal zone. High shell densities are also found in the tidal channel of Transect B due to both a higher energy level and the input of shells from the spit (see above). The latter is responsible for the high shell

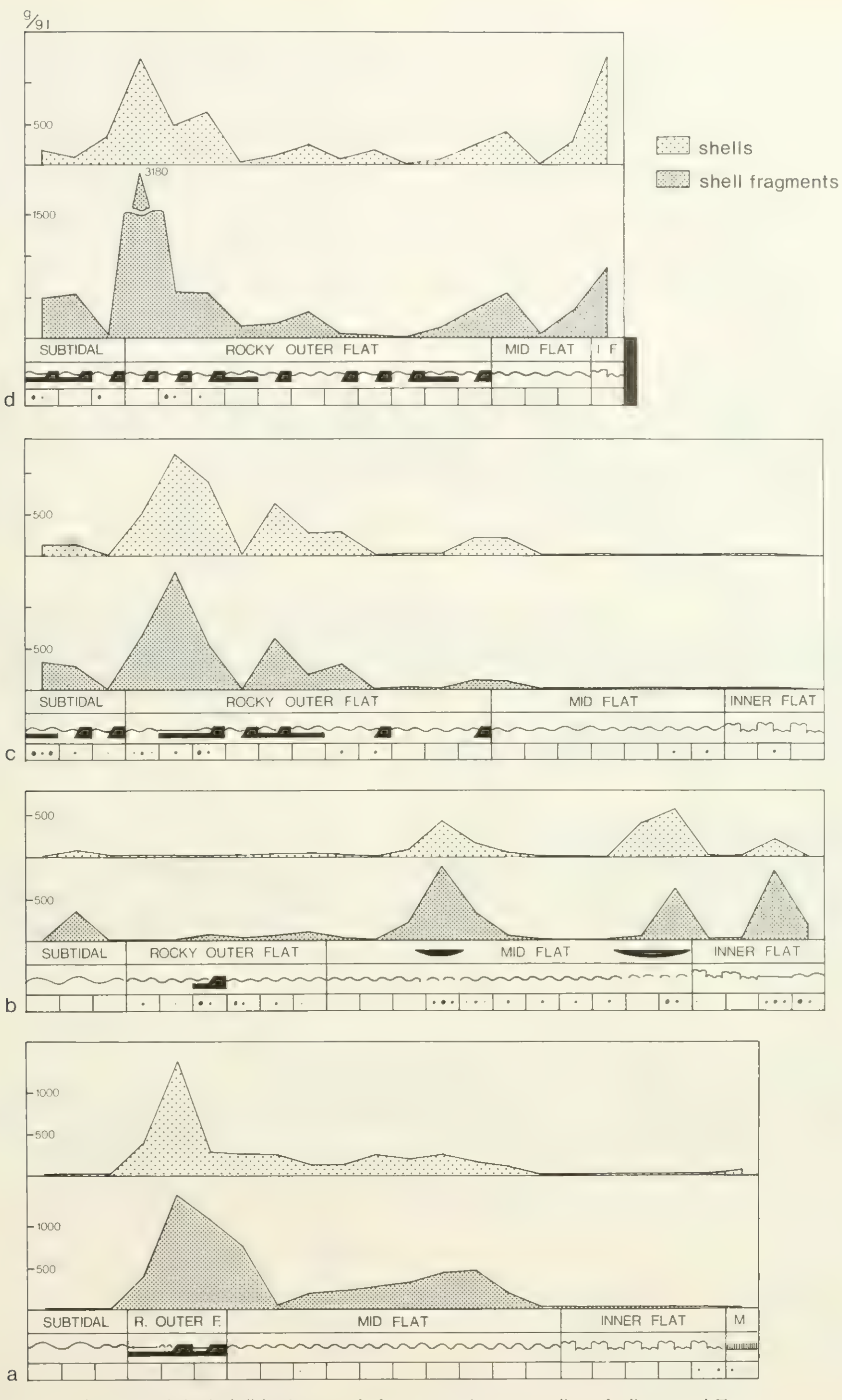


Fig. 11: Variation in shell density across the four transects in gram per 9 liters of sediment. a–d: Transects A–D. For key see Fig. 12.

density close to shore in Transect B. The somewhat higher shell densities in Transects C and D are again related to a thin sediment cover indicative of low net rates of sedimentation caused by higher energy levels in the less protected northern part of the bay. Low shell density is characteristic of inner flat firmgrounds and can be explained by the lower burial potential of epifaunal species on such firm substrates.

The ratio between complete shells and shell fragments remains fairly constant across the flat, with fragments usually being more abundant.

Among the molluscs, scaphopods are very rare and invariably represent less than 0,5 % in terms of relative abundance. They have therefore been neglected in the following discussion. Fig. 12 shows the bivalve-gastropod ratio along the four transects. Bivalves dominate numerically, often representing between 80 and 90 % of the molluscs except in inner flat areas (Transect A) and in the channel (Transect B). They are less dominant in hard substrate areas where they constitute 40–70 % of the fauna. This distribution pattern is closely related to the dominant life habits within both groups: For example, inner flat firmgrounds are largely colonized by epifaunal mobile gastropods, whilst on sandy substrates infaunal suspension-feeding bivalves dominate (see also Fürsich & Schödlbauer, this volume).

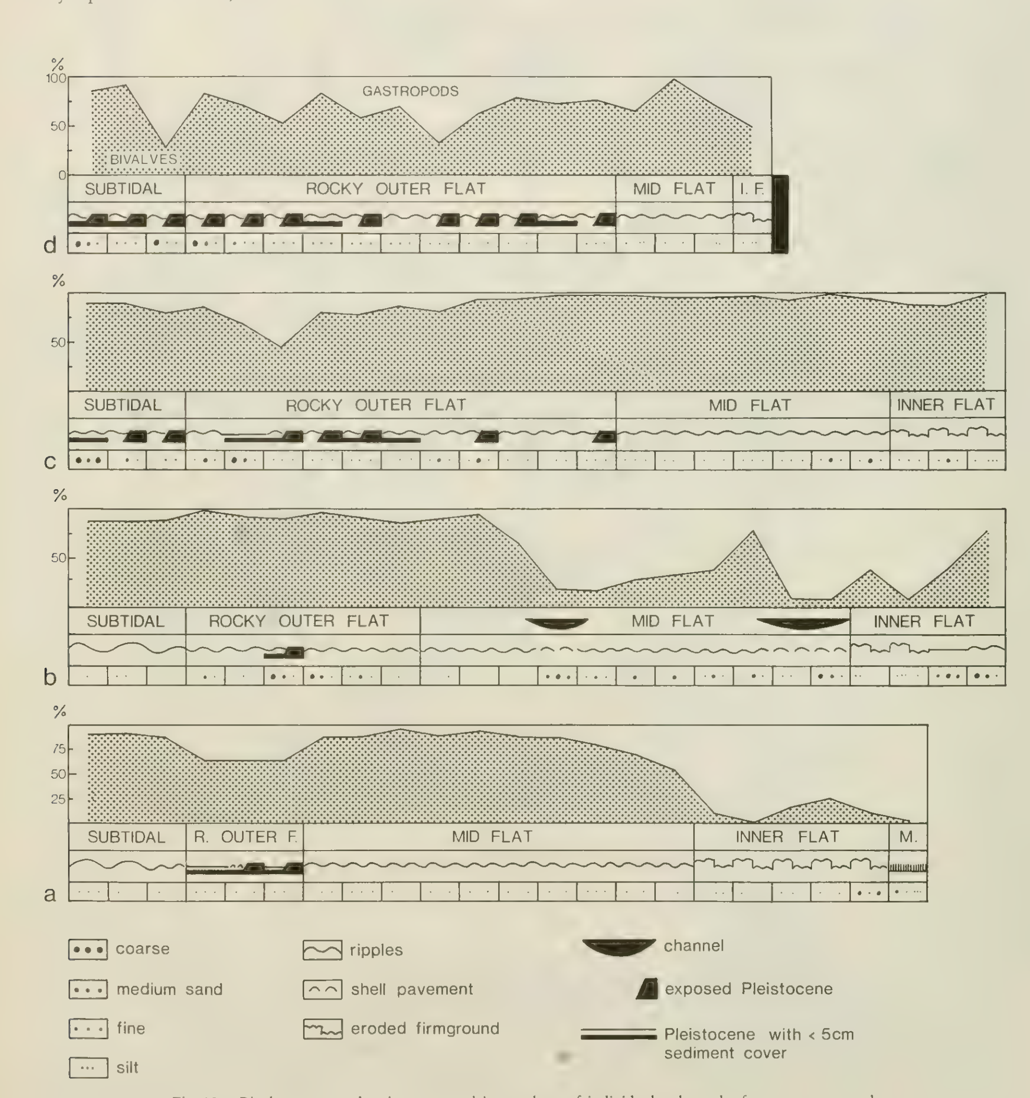


Fig. 12: Bivalve-gastropod ratio, expressed in numbers of individuals, along the four transects. a–d: Transects A–D.

Fig. 13 shows the diversity of bivalves and gastropods. Highest diversity values (expressed by the number of species) are found in outer to mid flat areas, whilst lowest values are encountered in the inner flat of Transects A and B. The low values recorded from the innermost subtidal station in all transects (most markedly in B, C, and D) can be partially explained by small sample sizes. The low diversity may also reflect the position of the breaker zone which restricts the number of species to those adapted to high turbulence levels.

In summary, these general distribution patterns suggest that the distribution of species across the tidal flat of Bahia la Choya is largely governed by ecologic factors and less by taphonomic processes such as post mortem transport.

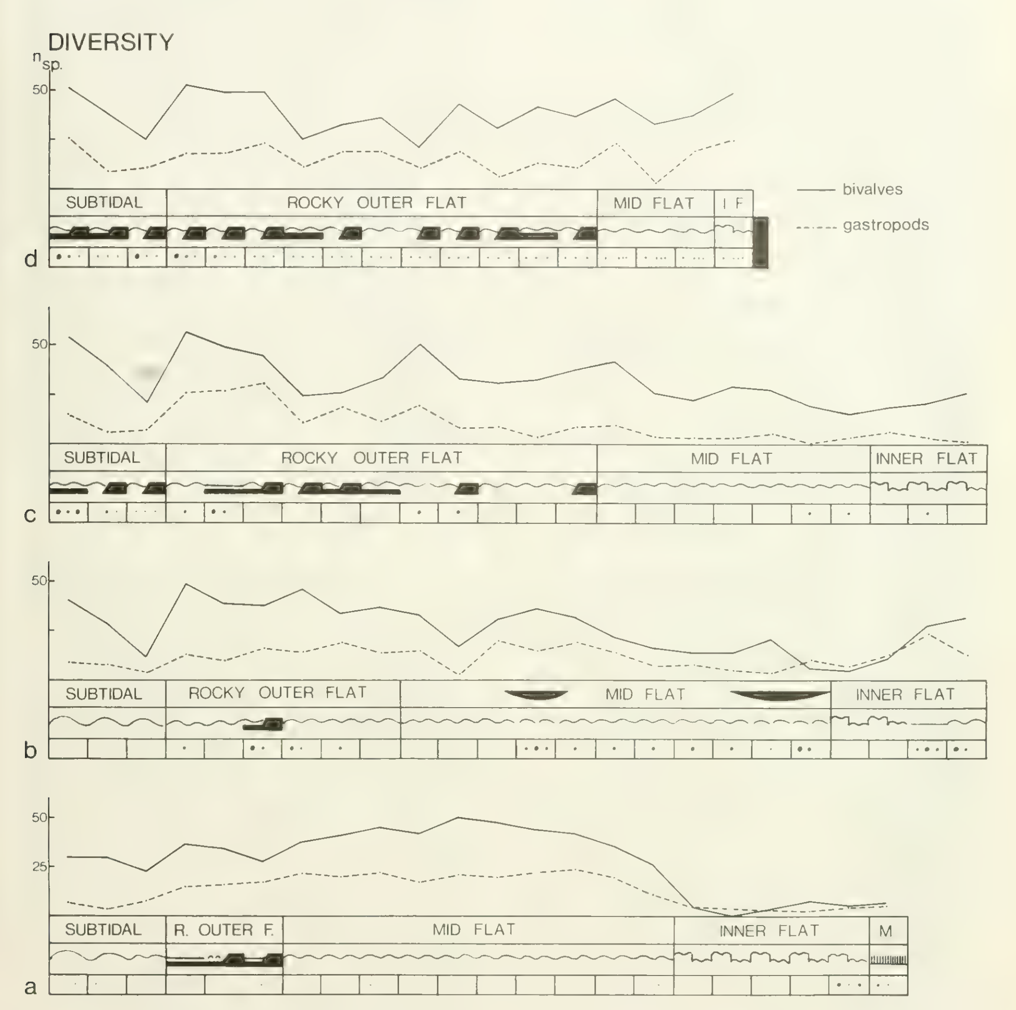


Fig. 13: Diversity (number of species) of bivalves and gastropods of the tidal flat taphocoenoses. a–d: Transects A–D. For key see Fig. 12.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was carried out with financial support of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (grant Fu 131/7–1) and while F. T. F. held a Feodor-Lynen-Fellowship of the Alexander von Humboldt Foundation at the University of Arizona. We appreciated the hospitality of the Centro de Estudios de Desiertos y Oceanos at Puerto Peñasco while in the field in Mexico and the help of Pat Hartshorne and Keith Meldahl in sampling the subtidal.

REFERENCES

ANDERSON, D. L. (1971): The San Andreas Fault. – Scientific American, **225**, no. 5: 52–68; New York.

BECKVAR, N., NORRIS, R. & SUTER, S. (1987): Keys to the shells of Bahia la Choya, Sonora, Mexico. – Paleont. Soc. Spec. Publ., **2:** 62–103; Knoxville, Tn..

BERRY, S. S. (1945): Two new chitons from the Gulf of California. – Amer. Midld. Nat., **34:** 491–495, 18 figs; Notre Dame, Ind..

–– (1956a): A new West Mexican prosobranch mollusk parasitic on echinoids. – Amer. Midld. Nat., **56:** 355–357, 2 figs; Notre Dame, Ind..

–– (1956b): Diagnoses of new Eastern Pacific chitons. – Leaflets in Malacol., **1**, 71–74.

–– (1956c): A tidal flat on the Vermilion Sea. – J. Conchol., **24:** 81–84; London.

–– (1957): Notices of new Eastern Pacific Mollusca. I. – Leaflets in Malacol., **1:** 75–82.

–– (1958): Notices of new Eastern Pacific Mollusca. II. – Leaflets in Malacol., **1:** 83–90.

–– (1969): Notices of new Eastern Pacific Mollusca. IV. – Leaflets in Malacol., **1:** 115–122.

–– (1964): Notices of Eastern Pacific Mollusca. VI. – Leaflets in Malacol., **1:** 147–154.

BRUSCA, R. C. (1980): Common intertidal invertebrates of the Gulf of California. – 513pp., 14 pls, University of Arizona Press, Tucson, Az. (2nd edit.).

BURCH, B. L. (1967): Murex shells. – Cholla Chatter, **10**(5): 8–10, Phoenix, Az..

BURCH, J. Q. (1967): The olive shells of Cholla Bay. – Cholla Chatter, **11**(10): 8–9, 1 pl.; Phoenix, Az..

DUSHANE, H. (1957): Marine treasures from the beach at Punta Peñasco. – Desert, **20:** 17–20, 2 figs; Palm Desert, Ca..

–– & MCLEAN, J. H. (1968): Three new epitoniid gastropods from the panamic province. – Los Angeles County Mus. Contr. Sci., **145:** 6 pp., 6 figs; Los Angeles.

EKDALE, A. A. (1978): Holocene ichnofacies from the northern Gulf of California and possible analogues in the Cretaceous of Utah. – Abs., Ann. Mtg., Rocky Mt. Sec. Amer. Ass. Petrol. Geol. and Soc. Econ. Paleont. Miner., Salt Lake City, p. 24, Tulsa, Okla..

–– (1987): Late Cenozoic rocks in the Puerto Peñasco area. – Paleont. Soc. Spec. Publ., **2:** 34–43, 3 figs, The Paleontological Society; Knoxville, Tennessee.

––, BROMLEY, R. G. & PEMBERTON, S. G. (1984): Ichnology: Trace fossils in sedimentology and stratigraphy. – Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course No. **15:** 317 pp., numerous figs; Tulsa, Okla..

FEIGE, A. & FÜRSICH, F. T. (1991): Taphonomy of the Recent molluscs of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico): Paleoenvironmental significance. – Zitteliana, **18:** 89–133, 6 pls; München.

FLESSA, K. W. (ed.) (1987): Paleoecology and taphonomy of Recent to Pleistocene intertidal deposits, Gulf of California. – Paleont. Soc. Spec. Publ., **2:** 237pp.; Knoxville, Tennessee.

–– & EKDALE, A. A. (1987): Paleoecology and taphonomy of Recent to Pleistocene intertidal deposits, Gulf of California. – Arizona Bur. Geol. Miner. Technol., Spec. Pap., **5:** 295–308; Tucson, Az..

FÜRSICH, F. T. & FLESSA, K. W. (1987): Taphonomy of tidal flat molluscs in the northern Gulf of California: Paleoenvironmental analysis despite the perils of preservation. – Palaios, **2:** 543–559, 20 figs; Tulsa, Okla..

–– & SCHÖDLBAUER, S. (1991): Zonation of molluscan life habit groups across the tidal flats of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico): Paleoenvironmental significance. – Zitteliana, **18:** 71–78; München.

GRANT, J. (1983): The relative magnitude of biological and physical sediment reworking in an intertidal community. – J. mar. Res., **41:** 673–689, 5 figs; New Haven, Conn..

HERTLEIN, L. G. & EMERSON, W. K. (1956): Marine Pleistocene invertebrates from near Puerto Peñasco, Sonora, Mexico. – Transact. San Diego Soc. Nat. Hist., **12:** 154–175, San Diego, Ca..

JOHNSON, M. E. (1968): The cone shells of Cholla Bay. – Choya Chatter, **11**(12): 4–7, 4 figs; Phoenix, Az..

JONES, P. L. (1975): Petrology and petrography of beachrock (Pleistocene?), Sonoran coast, northern Gulf of California. – 47 pp., Unpublished M. S. Thesis, University of Arizona, Tucson, Az..

KEEN, A. M. (1947): Species of mollusks collected by the Stanford expedition 1941, to be added to the list published by H. N. Lowe, 1935. – Trans. San Diego Soc. Nat. Hist., **8:** 27–34; San Diego, Ca..

–– (1971): Sea Shells of Tropical West America. – 1064 pp., numerous figs, 12 pls, Palo Alto, Ca. (2nd edit.).

–– & COAN, E. (1976): „Sea Shells of Tropical West America“: Additions and corrections to 1975. – Western Soc. Malacol., Occas. Pap., **1:** 80pp.; Pomona.

LARSEN, R. L., MENARD, H. W. & SMITH, S. M. (1968): Gulf of California; a result of ocean-floor spreading and transform faulting. – Science, **161:** 781–784, Amer. Ass. Adv. Sci.; Washington, D. C..

LOWE, H. N. (1934): On the Sonoran side of the Gulf. – The Nautilus, **48:** 1–4; 43–48; Philadelphia, Pa..

–– (1935): New marine Mollusca from West Mexico, together with a list of shells collected at Punta Peñasco, Sonora, Mexico. – Trans. San Diego Soc. Nat. Hist., **8**(6): 15–34, 4 pls; San Diego.

LYNCH, D. J., II (1981): Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field, northwestern Sonora, Mexico. – 248 pp., Unpublished Ph. D. thesis, University of Arizona, Tucson, Az..

MARCUS, E. & MARCUS, E. (1967): American opisthobranch mollusks. – Studies in tropical oceanography no. **6:** 256pp.; Miami, Fla..

MELDAHL, K. H. (1987): Sedimentologic, stratigraphic and taphonomic implications of biogenic stratification. – Palaios, **2:** 350–358, 7 figs; Tulsa, Okla..

MOORE, D. G. & CURRAY, J. R. (1982): Objectives of drilling on young passive continental margins: application to the Gulf of California. – In CURRAY, J. R. (ed.) Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, **64**, pt. 1: 27–34; Washington, D. C..

MORRIS, R. H., ABBOTT, D. P. & HADERLIE, E. (1980): Intertidal invertebrates of California. – 690pp., Stanford University Press, Stanford, Ca..

OLSSON, A. A. (1961): Mollusks of the tropical eastern Pacific, particularly from the southern half of the Panamic-Pacific faunal province (Panama to Peru). Panamic-Pacific pelecypoda. – 574pp., Paleont. Res. Inst., Ithaca, N. Y..

ORTLIEB, L. (1981): Pleistocene interglacial high stands of sea level in the Gulf of California area. – Geol. Soc. America Abstr. with Progr., **13:** 99; Boulder, Colorado.

REINECK, H.-E. (1956): Die Oberflächenspannung als geologischer Faktor in Sedimenten. – Senckenbergiana lethaea, **37:** 265–287, 2 figs, 4 pls; Frankfurt.

–– (ed.) (1978): Das Watt. Ablagerungs- und Lebensraum. – 185pp., 88 figs; Waldemar Kramer, Frankfurt (2nd edit.).

–– & SINGH, I. B. (1980): Depositional sedimentary environments. – 551 pp., 683 figs; Springer, Berlin.

RICE, T. C. (1966): H & R expedition species check list. – Pacif. Northwest Shell News, **6**(1): 4, 13–22; Port Gamble, Wa..

THOMSON, D. A. (1987): 1987 Tide Calendar for the Northern Gulf of California. – University of Arizona, Tucson, Az..

––, MEAD, A. R., & SCHREIBER, J. R., JR., (1969): Environmental impact of brine effluents on Gulf of California. – United States Department of Interior, Research and Development Progress Report No. **387:** 196pp.; Washington, D. C..



TAFELN

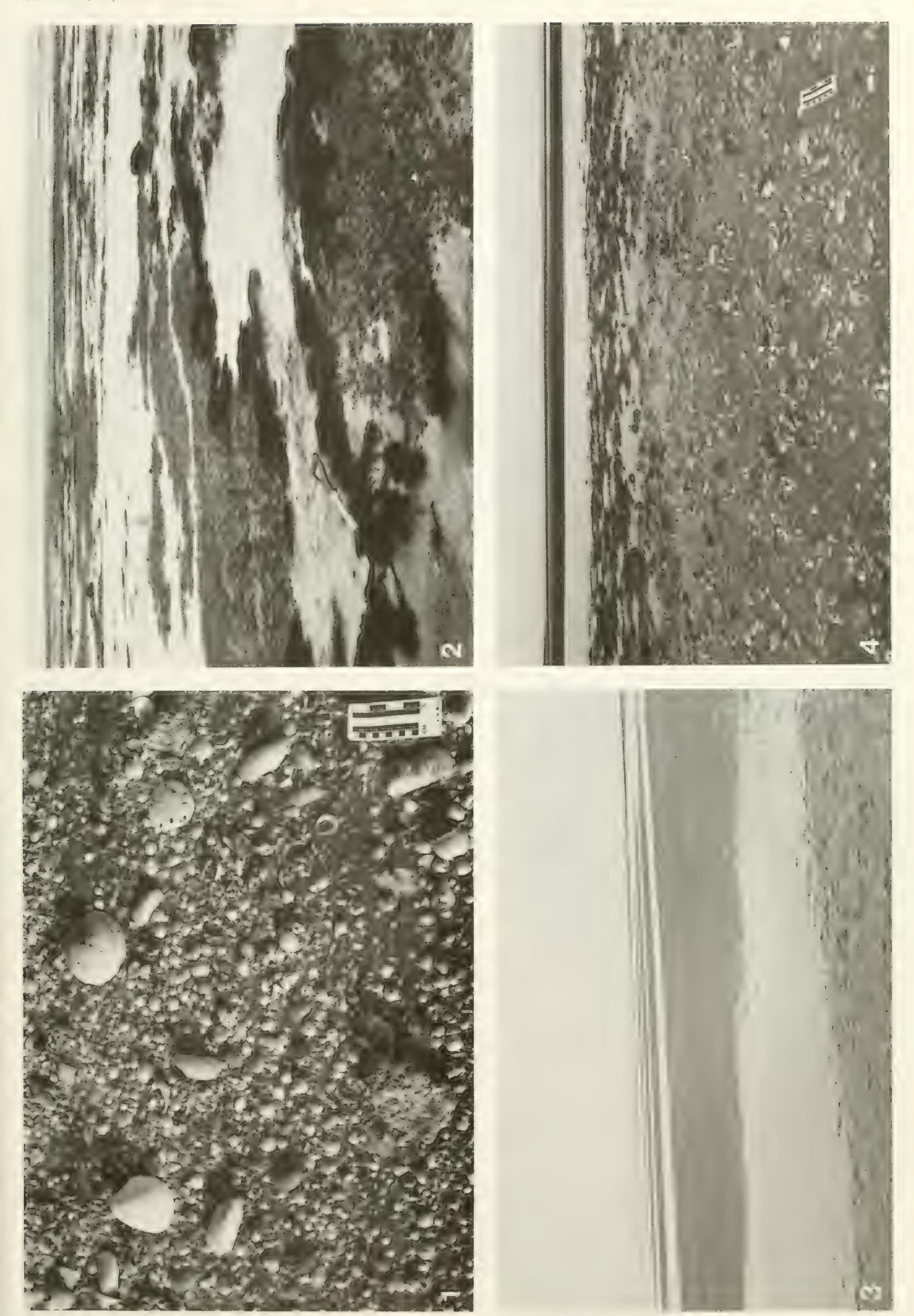
Plate 1

Fig. 1: Close-up view of pavement of shells and Pleistocene pebbles in trough of outer flat sand wave. Scale in cm.

Fig. 2: Exposed Pleistocene rocks covered with algae and numerous specimens of the gastropod *Cerithium;* outer flat.

Fig. 3: Outer flat sandwaves; wave crests 10–15 m apart.

Fig. 4: Shell pavement in trough of outer flat sandwave. Scale in cm.



Fürsich, F. T., Flessa, K. W., Aberhan, M., Feige, A. and Schödlbauer, S.: Sedimentary habitats. Plate 1

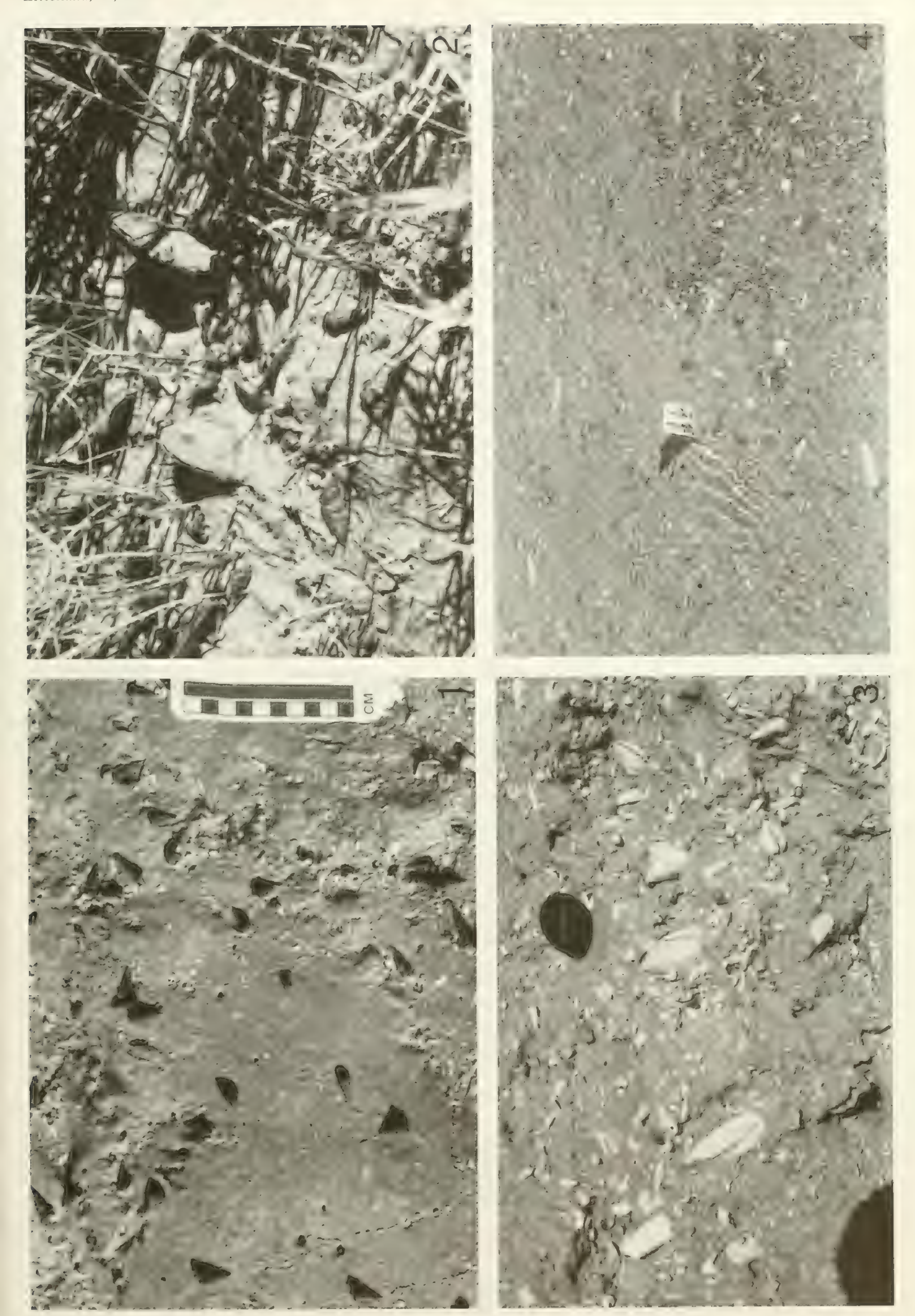
Plate 2

Fig. 1: Scattered *Cerithidea mazatlanica* on inner flat firmground.

Fig. 2: Epifaunal *Cerithidea mazatlanica* and semi-infaunal *Mytella guyanensis* in salt marsh.

Fig. 3: Subrecent marsh assemblage consisting of chalky shells of articulated *Mytella guyanensis* in life position and *Cerithidea mazatlanica*.

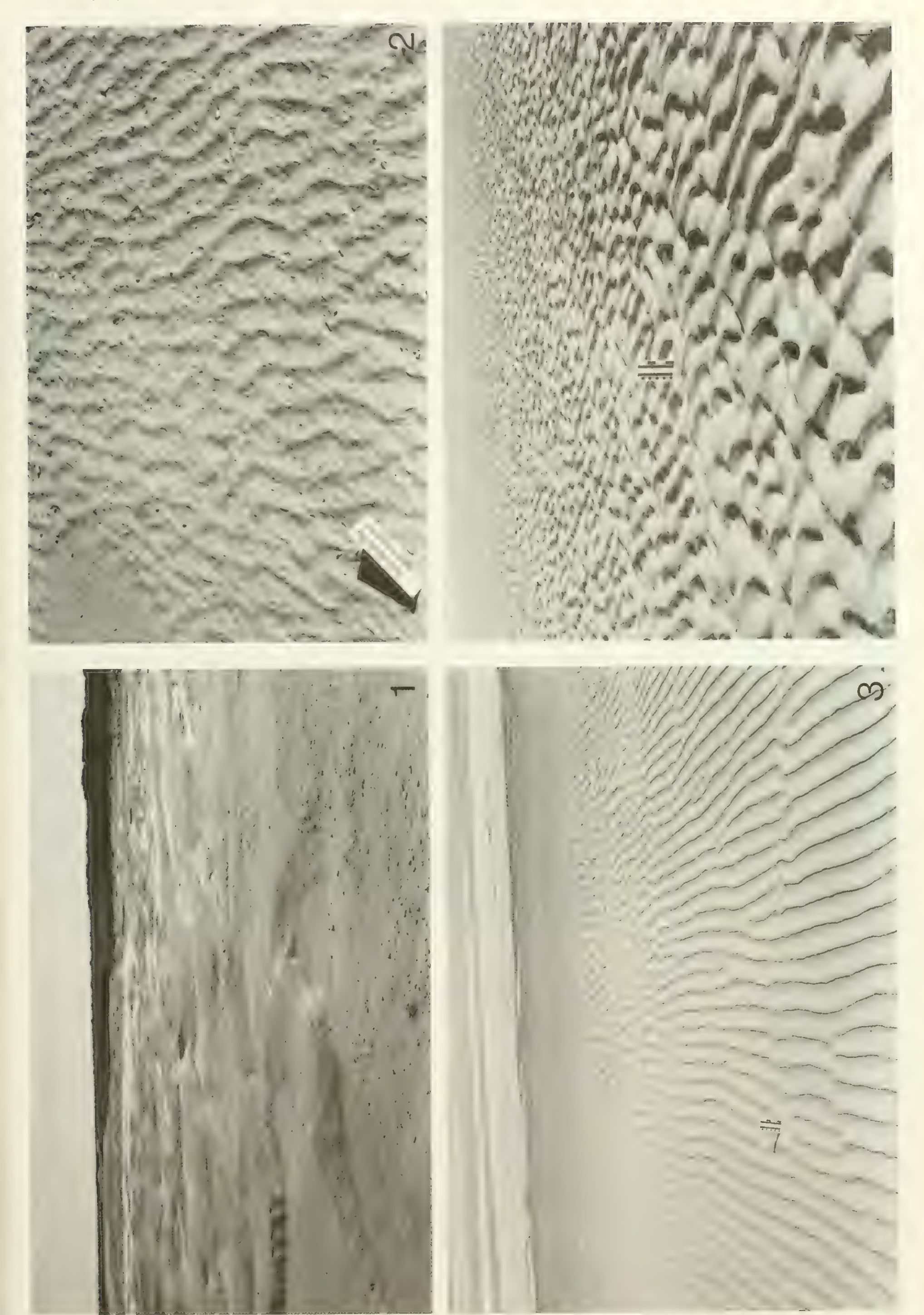
Fig. 4: Coarse, gravelly substrate consisting of shells and reworked Pleistocene rocks at the bottom of the tidal channel; mid flat.



FÜRSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. and SCHÖDLBAUER, S.: Sedimentary habitats. Plate 2

Plate 3

Fig. 1: Ebb-oriented megaripples in the tidal channel of the salt marsh.
Fig. 2: Washed out ripple surface of the inner flat firmground. Scale in cm.
Fig. 3: Current ripples of the mid flat. Scale in cm.
Fig. 4: Ebb-oriented linguoid ripples; mid flat. Scale in cm.



FÜRSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. and SCHÖDLBAUER, S.: Sedimentary habitats. Plate 3

Plate 4

Biogenic sedimentary structures of the tidal flat.

Fig. 1: Cone of sediment produced by callianassid shrimp; outer flat. Scale in cm.
Fig. 2: Trace produced by the sea anemone *Calamactis;* mid flat.
Fig. 3: Ray pits on mid flat. Scale in cm.
Fig. 4: Burrow of *Tagelus* in inner flat firmground. Scale in cm.
Fig. 5: Trackway of hermit crab inhabiting *Cerithium* shell; mid flat.
Fig. 6: *Callianassa* burrows with producer (arrowed); inner flat. Scale: 1 cm.

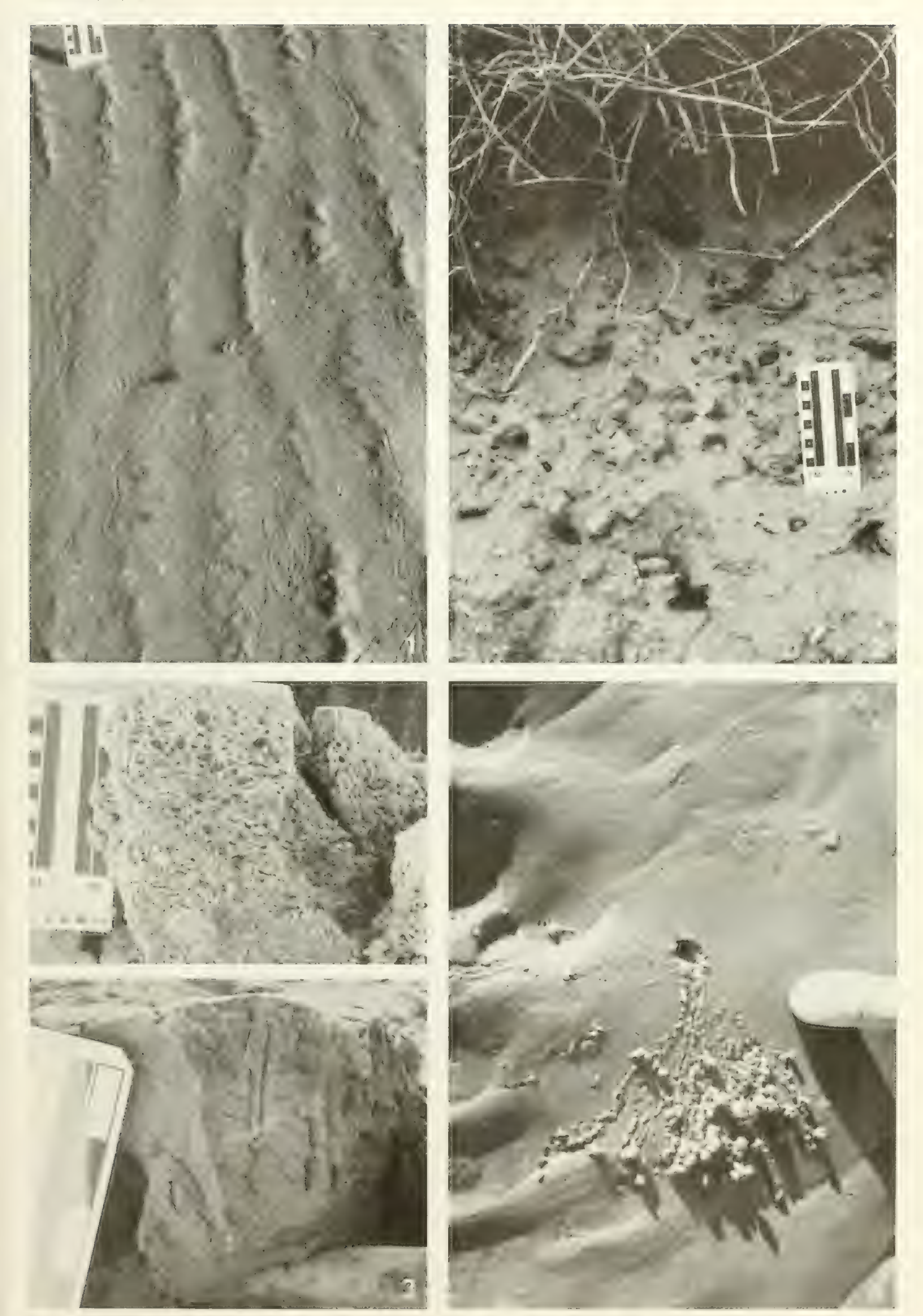


FÜRSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. and SCHÖDLBAUER, S.: Sedimentary habitats. Plate 4

Plate 5

Biogenic and physical sedimentary structures.

Fig. 1: Crawling traces of the gastropod *Cerithidea mazatlanica* and *Nassarius brunneostoma;* inner flat.
Fig. 2: Bank of tidal channel riddled with crab burrows; salt marsh.
Fig. 3: Bubble sand near beach.
Fig. 4: U-shaped ?amphipod burrow of inner flat firmground; scale in inches.
Fig. 5: Sand pellets near burrow opening of the fiddler crab *Uca.*

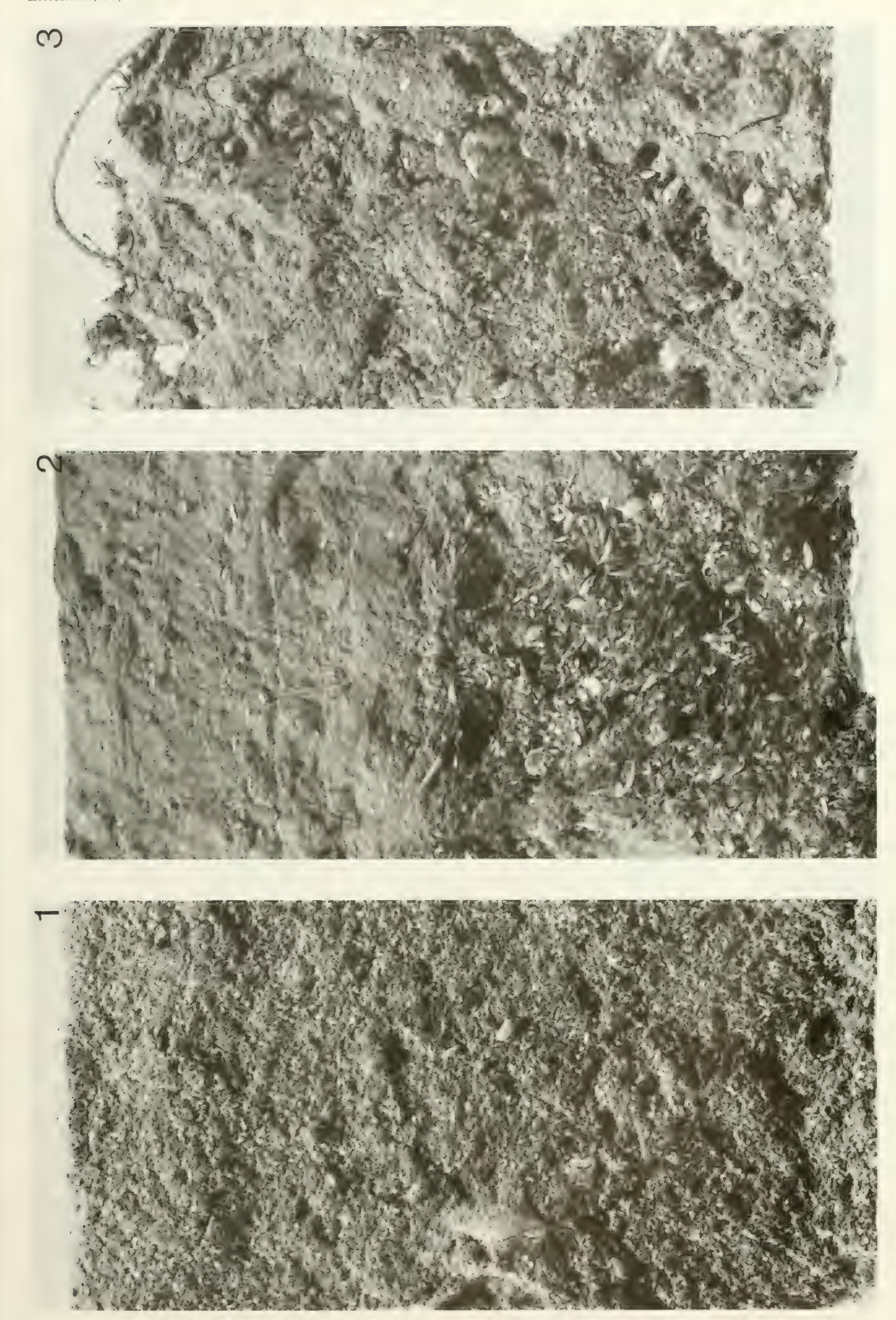


FÜRSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. and SCHODLBAUER, S.: Sedimentary habitats. Plate 5

Plate 6

Resin casts of box cores; ×0.5.

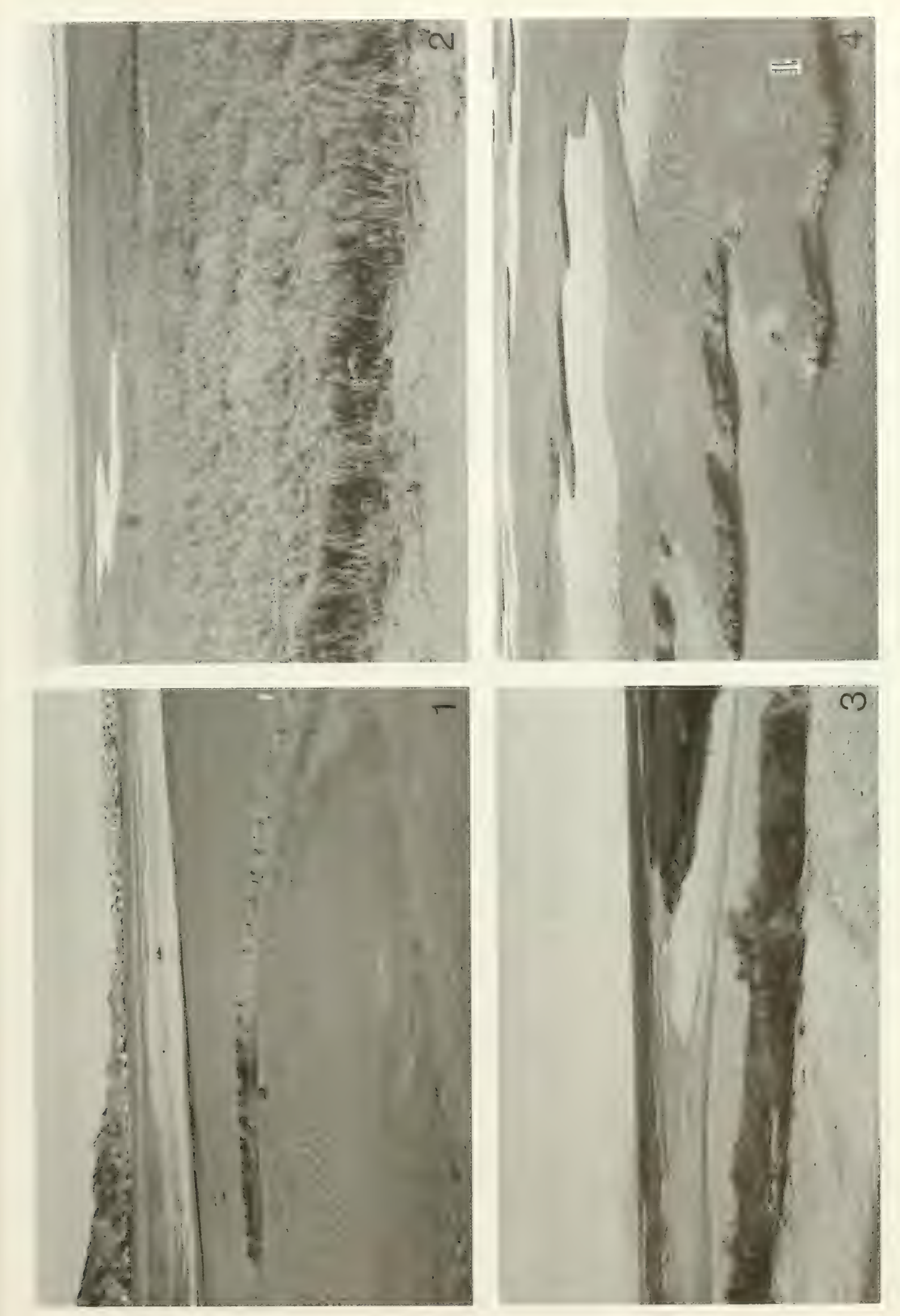
Fig. 1: Bioturbated sediment from the crest of a sandwave; outer flat.
Fig. 2: Coarse shelly layer at base exhibiting a sharp boundary to the overlying laminated fine-grained sediment; inner flat.
Fig. 3: Heavily bioturbated and poorly sorted sediment of the salt marsh.



FÜRSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. and SCHÖDLBAUER, S.: Sedimentary habitats. Plate 6

Plate 7

Fig. 1: Tidal creek eroding inner flat firmground; main tidal channel in background. Scale in cm.
Fig. 2: Salt marsh. Scale in cm.
Fig. 3: Tidal channel of the salt marsh at low tide.
Fig. 4: Mesita-like topography of the inner flat firmground. Scale in cm.



FÜRSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. and SCHÖDLBAUER, S.: Sedimentary habitats. Plate 7

Plate 8

Fig. 1: Partially eroded *Tagelus* sp. in growth position. Tidal creek of inner flat.

Fig. 2: Entrance of crab burrow. Point bar of tidal channel, salt marsh.

Fig. 3: Current lineation in tidal channel; view from outer flat toward shore.

Fig. 4: Preferred orientation of bivalves *(Tagelus* sp.) and gastropods *(Cerithidea)* in the tidal channel of the mid flat. The long axis of shells is parallel to the ebb current (from left to right). Scale in cm.

Fig. 5: Biofabric of mollusc shells and shell debris of the spit. Resin cast of box core. Scale: 1 cm.



Fürsich, F. T., Flessa, K. W., Aberhan, M., Feige, A. and Schödlbauer, S.: Sedimentary habitats. Plate 8

Plate 9

Characteristic bivalves of Bahia la Choya, deposited in Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Munich, under the collection number BSP 1990 XI.

Fig. 1: *Felaniella (Zemysia) sericata* (Reeve) × 3. BSP 1990 XI 1.
Fig. 2: *Lucina (Callucina) lampra* (Dall); × 3. BSP 1990 XI 2.
Fig. 3: *Chione (Chione) californiensis* (Broderip); × 1. BSP 1990 XI 3.
Fig. 4: *Megapitaria squalida* (Sowerby); × 1. BSP 1990 XI 4.
Fig. 5: *Tellina (Merisca) brevirostris* Deshayes; × 3. BSP 1990 XI 5.
Fig. 6: *Parvilucina (Parvilucina) mazatlanica;* (Carpenter); × 4.
Fig. 7: *Donax navicula* Hanley; × 3. BSP 1990 XI 6.
Fig. 8: *Protothaca (Tropithaca) grata* (Say); × 1. BSP 1990 XI 7.
Fig. 9: *Tagelus affinis* (C. B. Adams); × 1. BSP 1990 XI 8.
Fig. 10: *Trachycardium (Mexicardia) panamense* (Sowerby); × 1. BSP 1990 XI 9.
Fig. 11: *Laevicardium elenense* (Sowerby); × 4. BSP 1990 XI 10.
Fig. 12: *Corbula marmorata* Hinds; × 4. BSP 1990 XI 11.
Fig. 13: *Dosinia ponderosa* (Gray); × 1. BSP 1990 XI 12.



FÜRSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. and SCHÖDLBAUER, S.: Sedimentary habitats. Plate 9

Plate 10

Characteristic bivalves and gastropods of Bahia la Choya, deposited in the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Munich, under the collection number BSP 1990 XI.

Fig. 1: *Cardita affinis* SOWERBY; × 1. BSP 1990 XI 13.
Fig. 2: *Arca (Arca) pacifica* (SOWERBY); × 1. BSP 1990 XI 14.
Fig. 3: *Modiolus capax* (CONRAD); × 1. BSP 1990 XI 15.
Fig. 4: *Pteria sterna* (GOULD); × 1. BSP 1990 XI 16.
Fig. 5: *Olivella (Olivella) dama* (WOOD ex MAWE, MS); × 3. BSP 1990 XI 17.
Fig. 6: *Cerithium (Thericium) stercusmuscarum* VALENCIENNES; × 2. BSP 1990 XI 18.
Fig. 7: *Crepidula excavata* (BRODERIP); × 2. BSP 1990 XI 19.
Fig. 8: *Agaronia testacea* (LAMARCK); × 1.5. BSP 1990 XI 20.
Fig. 9: *Theodoxus (Vittoclithon) luteofasciatus* MILLER; × 4. BSP 1990 XI 21.
Fig. 10: *Crucibulum (Crucibulum) spinosum* (SOWERBY); × 1. BSP 1990 XI 22.
Fig. 11: *Solenosteira macrospira* BERRY; × 1. BSP 1990 XI 23.
Fig. 12: *Cerithidea mazatlanica* CARPENTER; × 2. BSP 1990 XI 24.
Fig. 13: *Nassarius (Phrontis) iodes* (DALL); × 4. BSP 1990 XI 25.
Fig. 14: *Nassarius (Phrontis) brunneostoma* (STEARNS); × 4. BSP 1990 XI 26.



FÜRSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. and SCHÖDLBAUER, S.: Sedimentary habitats.

Plate 10



Zitteliana	18	53-70	München, 30. 4. 1991	ISSN 0373–9627

Zonation of molluscan species across the tidal flats of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico): Paleoecological significance

By

FRANZ T. FÜRSICH and SUSANNE SCHÖDLBAUER*)

With 14 figures in the text

ABSTRACT

In Bahia la Choya, a shallow protected bay in the northern Gulf of California, many of the dominant species of live molluscs exhibit a zonation from shallow subtidal to high intertidal environments. Many dominant species of the taphocoenoses show a corresponding distribution pattern. The pattern is modified mainly by seaward transport of mobile, epifaunal species inhabiting inner flat firmgrounds. The distribution patterns of live and dead molluscs therefore show considerable similarity. Limited transport is caused by ebb flow along the tidal channel and by hermit crabs. Time-averaging strongly affects species diversity within the taphocoenoses, but does not significantly alter the distribution pattern of species. If diagenetic distortion of Bahia la Choya shells will remain small, the future fossil assemblages would serve as useful environmental indicators.

KURZFASSUNG

Unter den lebenden Molluskenarten von Bahia la Choya, einer flachen, geschützten Bucht im nördlichen Golf von Kalifornien, weisen die dominierenden Formen eine Zonierung zwischen dem flachen Subtidal und dem höheren Intertidal auf. Viele dominierende Arten der Taphozönosen zeigen ein Verteilungsmuster, das weithin mit dem der lebenden Formen identisch ist und hauptsächlich durch den seewärtigen Transport von vagilen, epifaunalen Arten aus dem Innenwatt modifiziert ist. Das Verteilungsmuster lebender und toter Arten ist deshalb ähnlich. Schalentransport findet vor allem durch den Ebbstrom entlang der Gezeitenrinne statt sowie durch Einsiedlerkrebse. Die zeitliche Mittelung von Faunengemeinschaften führt zu einer starken Erhöhung der Diversität in den Taphozönosen, aber nicht zu einer bedeutsamen Änderung des Verteilungsmusters der Arten. Bleiben diagenetische Verzerrungen der Molluskenfauna von Bahia la Choya unbedeutend, so würden die zukünftigen Fossilvergesellschaftungen brauchbare Milieu-Indikatoren darstellen.

INTRODUCTION

The value of fossils for paleoecological or environmental reconstructions depends on how faithfully their present-day distribution reflects their original distribution pattern and on how accurately the composition of fossil assemblages mirrors that of the ancient communities. Several studies address this topic (e. g. ANTIA 1977, CADÉE 1968, CARTHEW & BOSENCE 1986, JOHNSON 1965, PETERSON 1976, STAFF et al. 1986, WARME 1969, WARME et al. 1976, WILSON 1967), but the results are conflicting. Thus we are far from being able to confidently evaluate the information loss that communities suffer during their transition from live to dead to fossil assemblages.

The aim of the present study is to increase our knowledge of the degree of distortion of benthic molluscan communities. We compare the distribution patterns of live and dead individuals within species. In addition we analyse the distribution of dead individuals along environmental gradients to see how much the distribution corresponds to various subenvironments. We have chosen an environmental setting, the tidal flat, in which this distortion (due to frequent reworking and strong tidal currents) can be expected to be pronounced compared to other, more favorable environments. Surprisingly, our results suggest that even under such unfavorable conditions the degree of distortion is limited and that the distribution of individual species in highly time-averaged death assemblages still correlates with environmental gradients.

* F. T. FÜRSICH, Institut für Paläontologie der Universität, Pleicherwall 1, W-8700 Würzburg, Germany; S. SCHÖDLBAUER, Franz-Wolter-Straße 6, W-8000 München 81, Germany.

STUDY AREA AND METHODS

Bahia la Choya is a protected bay situated in the northern Gulf of California, about 10 km northwest of Puerto Peñasco (Sonora, Mexico). A tidal range of 7.9 m (THOMSON et al. 1969) exposes (at spring low tide) a predominantly sandy tidal flat of about 10 km^2 in area (Fig. 1). A detailed description of the tidal flat and various environmental parameters such as salinity, water temperature, precipitation and wind directions can be found in FÜRSICH et al. (this volume). Bahia la Choya comprises shallow subtidal areas, the tidal flat which can be subdivided into an outer, mid, and inner flat, and an extensive salt marsh. A major tidal channel originates in the salt marsh and drains both marsh and tidal flat. Landward, the tidal flat is bordered by a subrecent spit which consists nearly exclusively of shells and shell debris. As is typical of tidal flats there is a decrease in grain size from fine-sand (outer flat) to fine-sandy silt of the inner flat. In the inner flat, the sediment is highly compacted and forms a firmground. Sedimentary structures vary from sand waves (outer flat) to small current ripples (outer to inner flat), megaripples (inner tidal channel), linguoid ripples (small tidal creeks) and current lineation (major tidal channel). Bioturbation occurs throughout the area and is particularly intense in inner flat and salt marsh where the shrimp *Callianassa* and various crabs *(Uca, Eurytium)* occur in high densities.

The net rate of sedimentation is very low. Exposures of lithified Pleistocene occur scattered across the tidal flat, particularly in outer flat areas. In the northern part of the study area, sediment frequently forms only a thin veneer of several centimetres on top of Pleistocene rocks, whilst in the southern part sediment thickness may reach more than 1 m. Low sedimentation rates and frequent reworking lead to formation of highly time-averaged shell concentrations (see FEIGE & FÜRSICH, this volume).

The benthic shelly macrofauna is dominated by molluscs. Echinoids, barnacles, serpulids, and bryozoans form only minor constituents of the fauna.

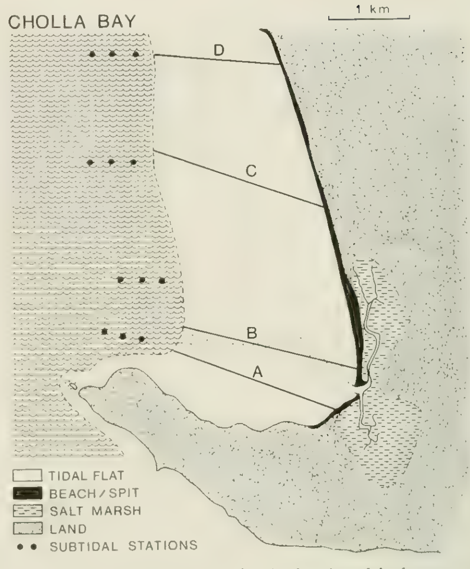


Fig. 1: Map of Bahia la Choya showing location of the four transects (A–D) and the subtidal stations.

Between December 1985 and May 1986 the shelly macrofauna was sampled along four transects at 200 m intervals (shallow subtidal areas) and at 100 m intervals (tidal flat). (For detailed description of sampling methods see FÜRSICH et al., this volume.) In the laboratory, live and dead faunal elements were treated separatedly. The molluscs were identified using KEEN (1971), KEEN & COAN (1976) and OLSSON (1961). For each sample, species composition and relative abundance was recorded. In the case of disarticulated bivalves, the larger number of right or left valves was used to indicate the number of specimens present.

DISTRIBUTION PATTERNS OF LIVE AND DEAD SPECIES

Distribution patterns of live species give information on how closely the benthic fauna corresponds to environmental gradients. The relative abundance of dead species along these gradients allows us to establish the degree of distortion due to taphonomic processes. Because live individuals of most species were rare, live-dead comparisons had to be restricted to a few common species.

When absolute abundances (expressed by the numbers of individuals) of live and dead species are compared along Transects A and B (Fig. 2), dead individuals are invariably far more abundant than live ones. The highest densities of live individuals occur in channel areas (Transect B), close to exposed Pleistocene rocks and on the inner flat (Transect A). Dead individuals are very abundant in outer to mid flat areas and in the tidal channel. Very low densities are found in the shallow subtidal and on the inner flat. The high shell density in the innermost flat at Transect B (Fig. 2b) is due to contamination by shells from the adjacent spit.

The very low shell density of the inner flat is a result of the firm substrate. The firmground of the inner flat prevents rapid burial of shells and facilitates removal by currents. As will be seen below this factor strongly affects the distribution of species in the taphocoenosis. Compared to Transects C and D, which cover the northern part of Bahia la Choya, shells are more abundant in the southern part (covered by Transects A and B; see Fig. 1). This is particularly true of small shells (≤ 1 cm) and can be explained by the more protected position of the southern part of the bay. This corresponds to a generally higher sediment thickness in this area in comparison to the area further north.

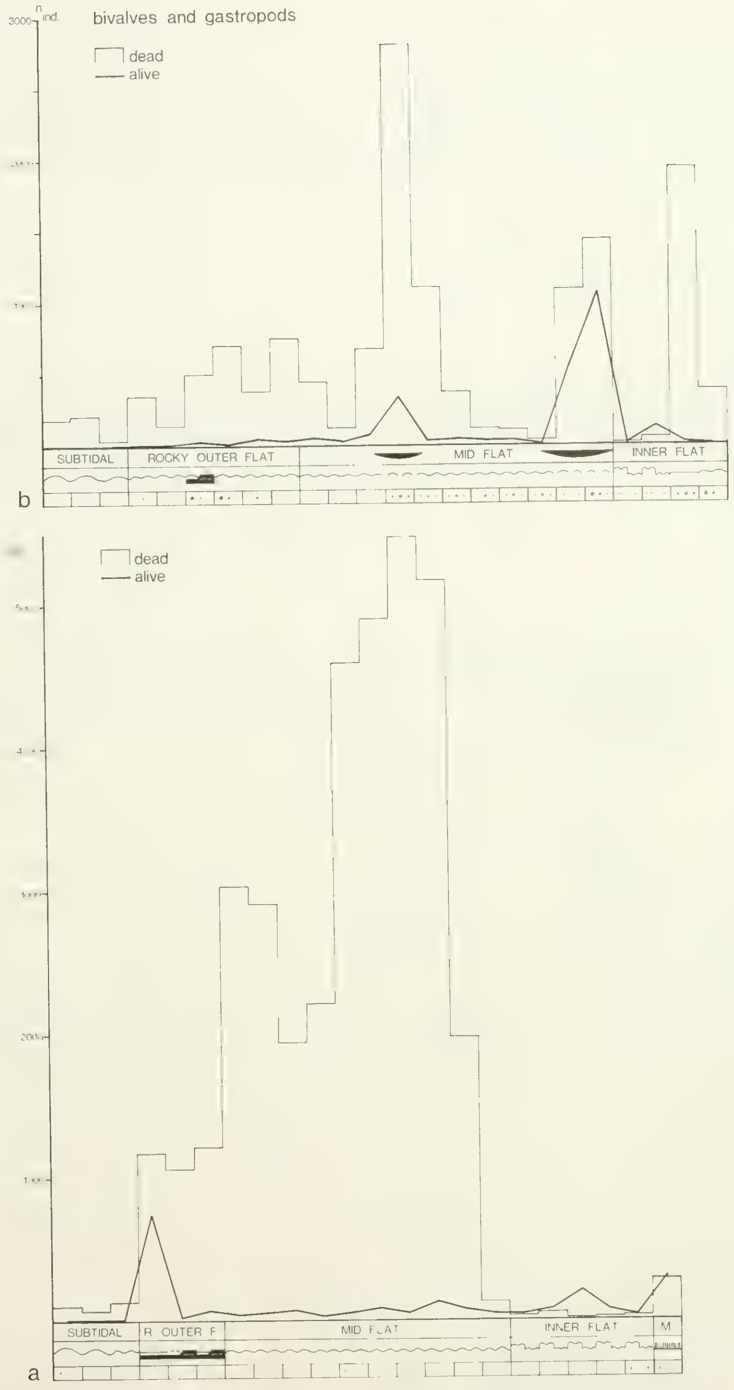


Fig. 2: Distribution of live and dead individuals of gastropods and bivalves along Transects A (a) and B (b). For key see Fig. 3.

In Fig. 3 the numbers of live and dead species along Transects A and B are compared. As one would expect from the discrepancy in numerical abundance of live and dead individuals, there are far fewer live species than dead ones. Whereas species diversity of live molluscs is fairly constant (ranging usually from 5 to 10), up to 71 species are represented in the taphocoenoses, with most samples averaging between 40 to 60 species. Diversity of dead molluscs is considerably lower on the inner flat compared to outer-mid flat areas (with exception of the spit-contaminated innermost part of Transect B). This may partly be due to the low burial potential of faunal elements on inner flat firmgrounds.

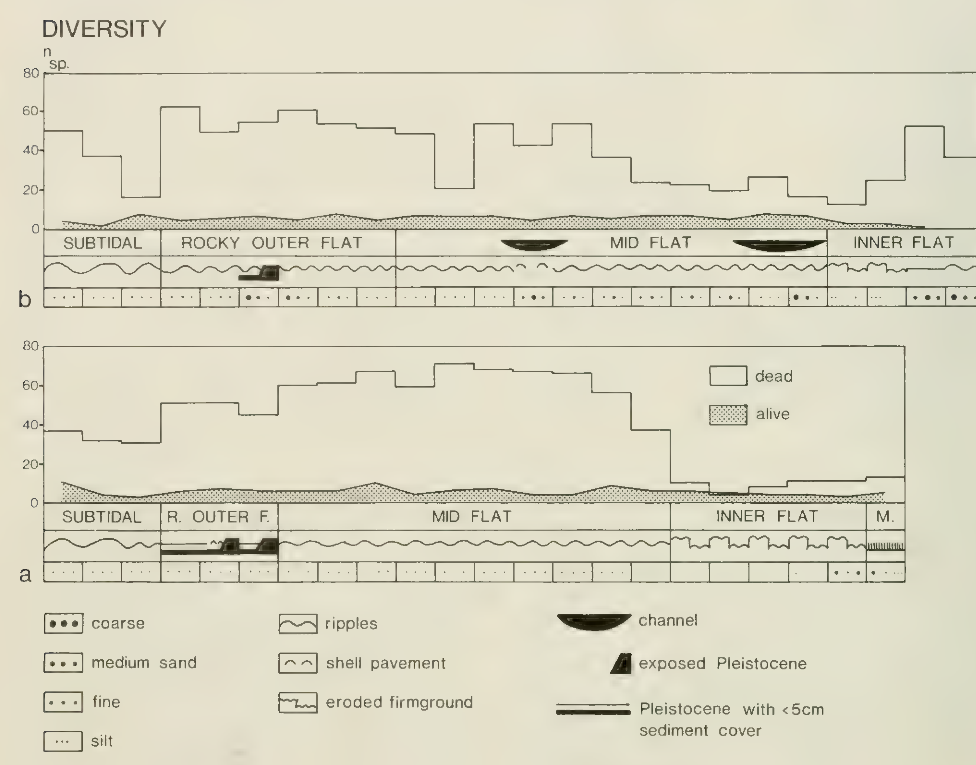


Fig. 3: Variation in the number of live and dead bivalve and gastropod species across the tidal flat.

The considerably higher number of species found only as dead individuals over most part of the tidal flat suggests extensive time-averaging. Diversity of the live fauna at any one time was relatively low: The highest number of live mollusc species recorded during our study was 15 (on rocky outer flats). Fluctuations in larval settling as well as minor environmental fluctuations caused changes in the composition of the benthic molluscan fauna through time. This lead to an increase of faunal diversity within the taphocoenoses over time.

Figs 4–9 illustrate the distribution of live and dead individuals of some characteristic species across the tidal flat. Gastropods occur far more commonly alive than do bivalves. Fig. 4 shows the distribution of live and dead *Cerithium stercusmuscarum*, an epifaunal grazing gastropod, along the four transects. Live specimens are most commonly found in the channel (Transect B) and on exposed Pleistocene rocks (Transects A, C, D). Dead specimens show a very similar distribution pattern and occur only in very low numbers outside the range of live specimens. Live *Cerithium* are sometimes are far more abundant than dead ones which suggests local redistribution of empty shells by currents or biological agents. Distribution of live *C. stercusmuscarum* is not related to any environmental gradients of the tidal flat as they occur from subtidal to high intertidal areas. Rather, they are substrate related, preferring hard substrate (Pleistocene rock of the tidal flat and gravel within the main channel) where their food source is most abundant. The distribution of live *C. stercusmuscarum* is slightly modified, after death, by waves and currents which sweep the shells from hard substrates onto the surrounding sandy flat. In addition, biological transport is probably also very important as *Cerithium* shells are frequently inhabited by hermit crabs.

Live specimens of *Cerithidea mazatlanica* (Fig. 5), an epifaunal detritus-feeder, occur predominantly on inner flat firmgrounds and in the salt marsh. They are therefore restricted to the southern part of Bahia la Choya where these suben-

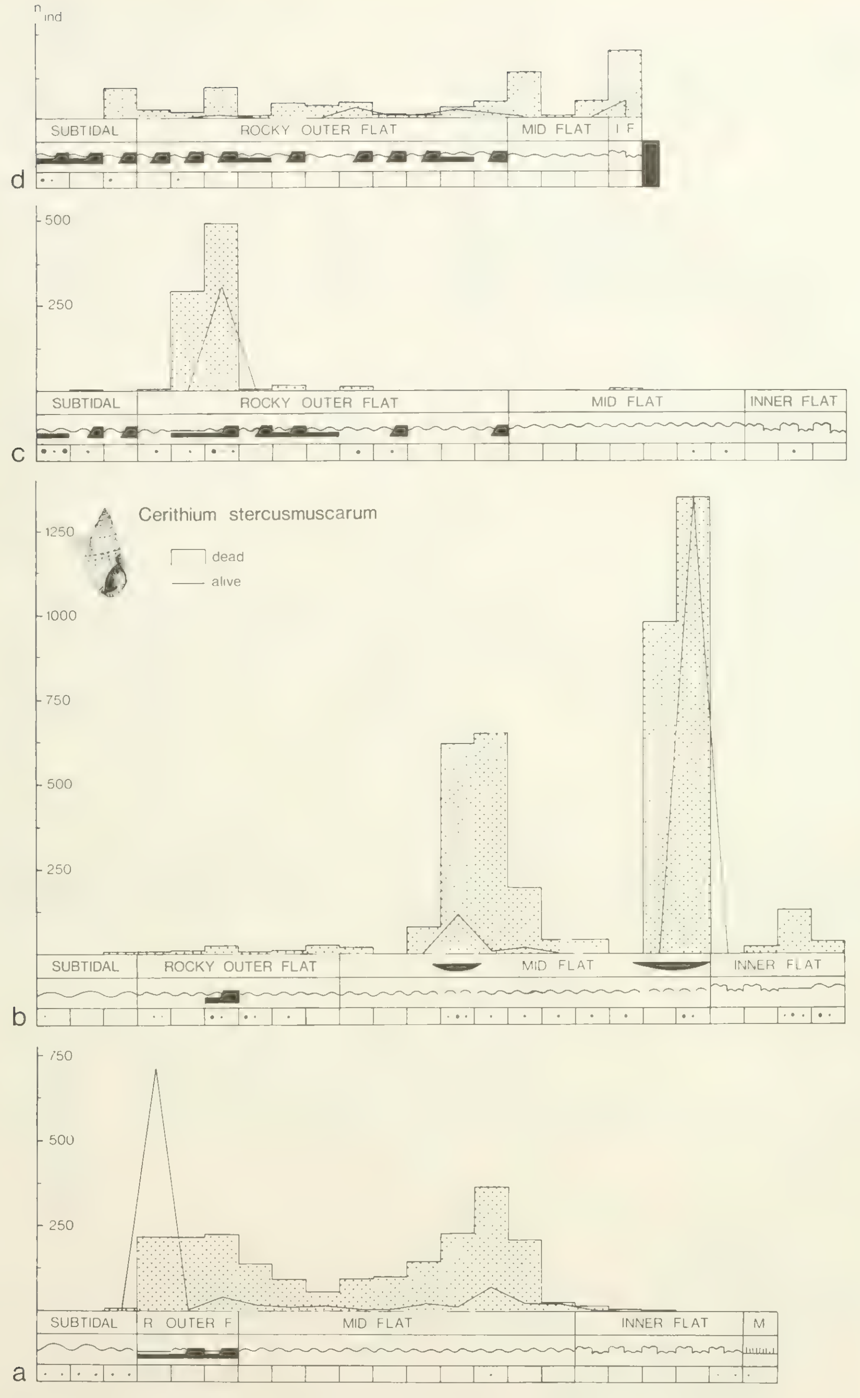
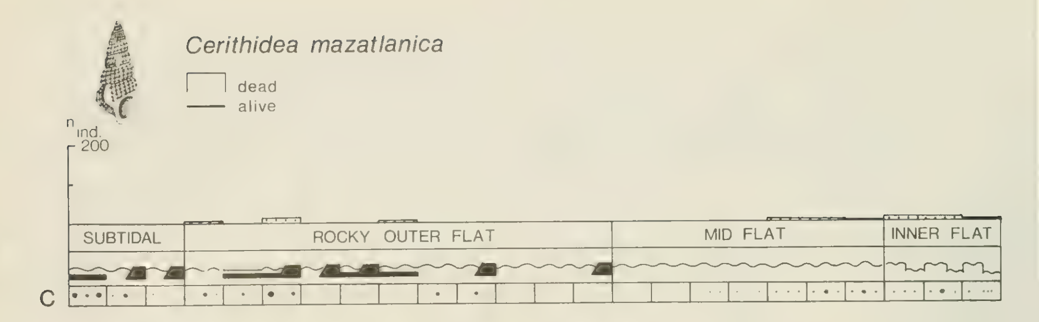


Fig. 4: Distribution of live and dead individuals of the gastropod *Cerithium stercusmuscarum* across the tidal flat. a–d: Transects A–D. For key see Fig. 3.



600
500
400
300
200
100
SUBTIDAL
ROCKY OUTER FLAT
MID FLAT
INNER FLAT
b

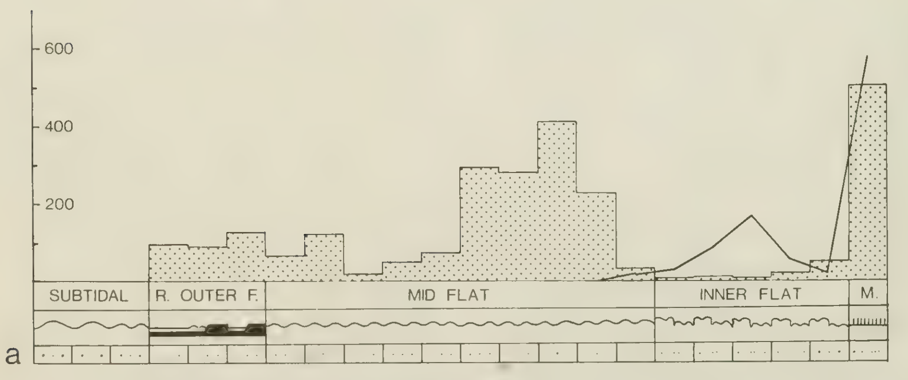


Fig. 5: Distribution of live and dead individuals of the gastropod *Cerithidea mazatlanica* across the tidal flat. a–d: Transects A–D. For key see Fig. 3.

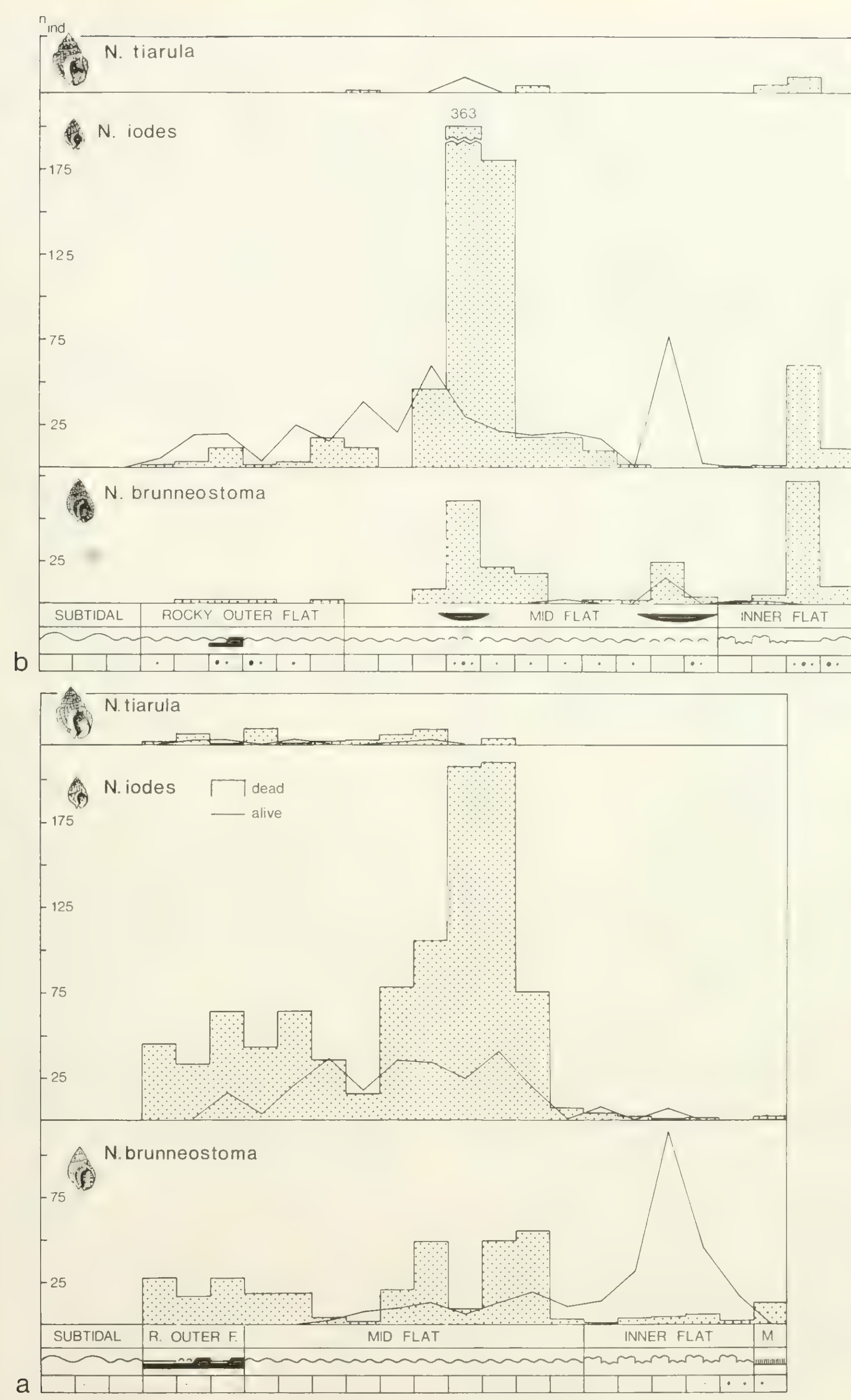


Fig. 6: Distribution of live and dead individuals of species of the gastropod *Nassarius* across the tidal flat. a: Transect A; b: Transect B; c: Transect C; d: Transect D. For key see Fig. 3.

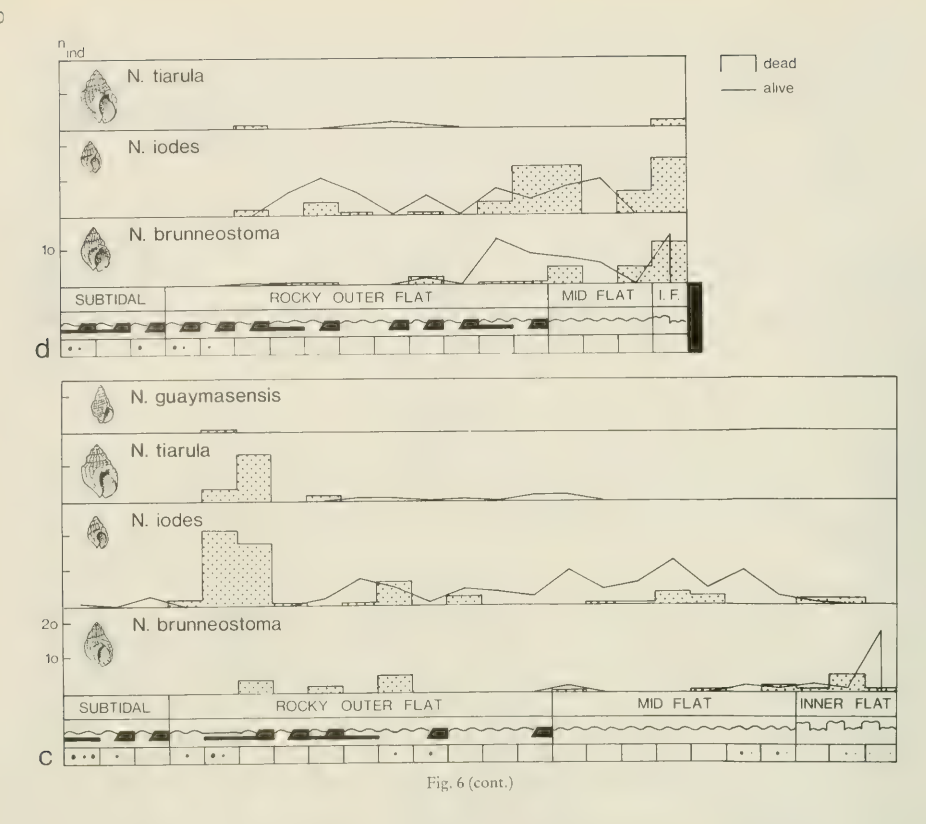


Fig. 6 (cont.)

vironments cover large areas. Dead individuals are found abundantly in marsh, channel and outer to midflat areas of Transects A and B, rarely in Transect C and not at all in D.

Comparison of live-dead distribution patterns show that dead specimens are more widely distributed than live ones and that they do not precisely correspond to each other except in the salt marsh. Clearly, dead individuals are swept off the inner flat firmground with its low burial potential, become concentrated in the channel (Transect B) and are moved seaward. This seaward transport is also seen in Transect A. Specimens in mid to outer flat areas, however, differ strongly in their preservation quality from those of inner flat and marsh areas. In the inner flat and marsh areas well and poorly preserved specimens occur together, whilst in the former only highly abraded and bioeroded shells are found. As with *Cerithium*, hermit crabs commonly inhabit dead *C. mazatlanica* shells and cause biological transport, also in a seaward direction. In contrast to this marked offshore transport, there is hardly any transport parallel to the shoreline, as is indicated by the scarcity of *C. mazatlanica* in Transects C and D. Specimens from the spit cause the peak of dead individuals on the innermost flat of Transect B. These specimens can be easily recognized as reworked because they have a different surface texture and obviously have experienced a different taphonomic history.

Three species of the epifaunal scavenger *Nassarius (N. brunneostoma, N. iodes, N. tiarula)* occur in Bahia la Choya. A fourth species, *N. guaymasensis* is found only in the taphocoenosis. The live species show a rough zonation across the tidal flat (Fig. 6): *N. tiarula occurs,* albeit in low numbers, mainly in outer to midflat areas as does the very abundant *N. iodes*. The latter, however, has its peak distribution in the midflat. *N. brunneostoma,* in turn, dominates inner flat firmgrounds and less commonly extends its range to midflat areas (e. g. Transect A).

In the taphocoenosis, the rare *N. guaymasensis* is restricted to subtidal and outermost flat areas, *N. tiarula* occurs from outer to midflat with a somewhat higher abundance in the former, and *N. iodes* is very widely distributed, its range extending across the whole intertidal flat. *N. brunneostoma* likewise is found from outer to inner flat and shows a high concentration in the channel.

Comparing live-dead distribution patterns leads to mixed results: Whilst the distribution of dead *N. tiarula* mirrors that of live ones and live and dead *N. iodes* show a roughly similar distribution, this is not the case with *N. brunneostoma.* Again, it is the low burial potential of individuals living on inner flat firmgrounds, in combination with tidal currents and hermit crab activity, which leads to their dispersal across a wide area and thus to a distortion of their original distribution pattern. The rough zonation of live species of *Nassarius* across the tidal flat cannot be recognised in the taphocoenosis.

Fig. 7 records the distribution of live and dead *Theodoxus luteofasciatus*, an epifaunal algal scraper. Live individuals oc-

cur most abundantly in the channel (Transect B), but are also found on exposed Pleistocene rocks from outer to inner flat areas (Transects A, D). *T. luteofasciatus* therefore shows a very strong relation to hard substrates. For example, the species is frequently found sitting on *Cerithium stercusmuscarum*, especially in the tidal channel. The distribution of dead individuals closely correlates with that of live ones and apparently little transport takes place after the animals die. This is surprising as in their favorite habitat, the tidal channel, current velocities are high (values between 0.5 and 1.2 m/sec. were recorded during ebb flow). However, the taphonomic history of *T. luteofasciatus* may explain this discrepancy: After death, *Theodoxus* shells quickly become abraded and bioeroded. As the shells are fairly thin they are easily fragmented and, during longer transport, destroyed. The poor durability of the shells therefore prevents distortion of the original distribution pattern despite the presence of strong currents.

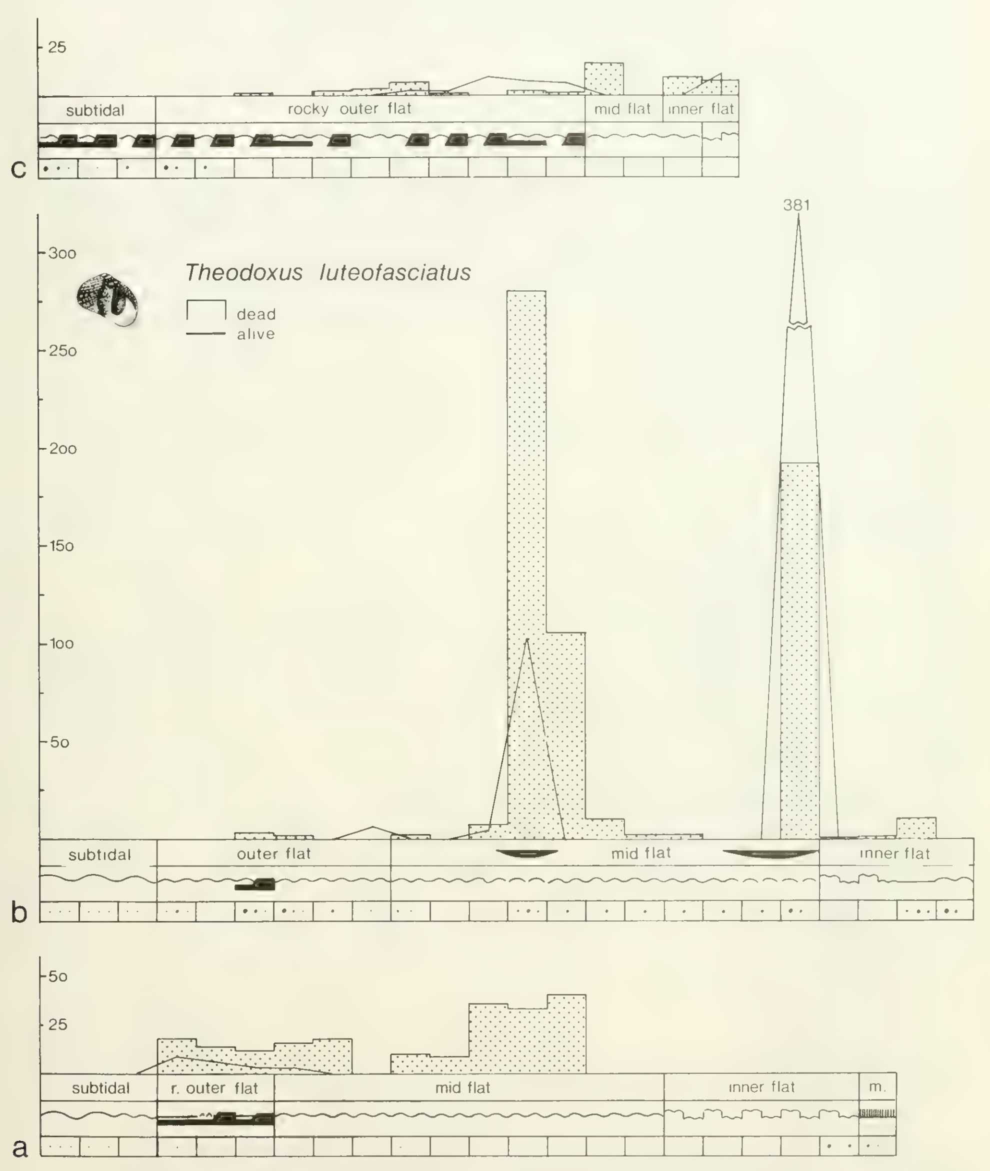


Fig. 7: Distribution of live and dead individuals of the gastropod *Theodoxus luteofasciatus* across the tidal flat. a: Transect A; b: Transect B; c: Transect D. For key see Fig. 3.

Only in the case of *Protothaca grata* and *Donax navicula* are live bivalves abundant enough to allow comparison with their dead counterparts. Live *Protothaca grata*, a shallow burrowing suspension-feeder, occur among pebbles along the southern shore of Bahia la Choya. Across the tidal flat they are rare except along Transect B where they are found in gravelly sediments of the inner channel and, more rarely, on the surrounding sandy flat (Fig. 8). Dead individuals have a much wider distribution, occurring from the inner channel to the outer flat. (Their presence in innermost flat areas is again due to contamination by material from the spit.) This pattern clearly records transport of shells along the channel in a seaward direction. However, transport affects only the small shells whereas large individuals of dead *P. grata* occur only where living specimens are found.

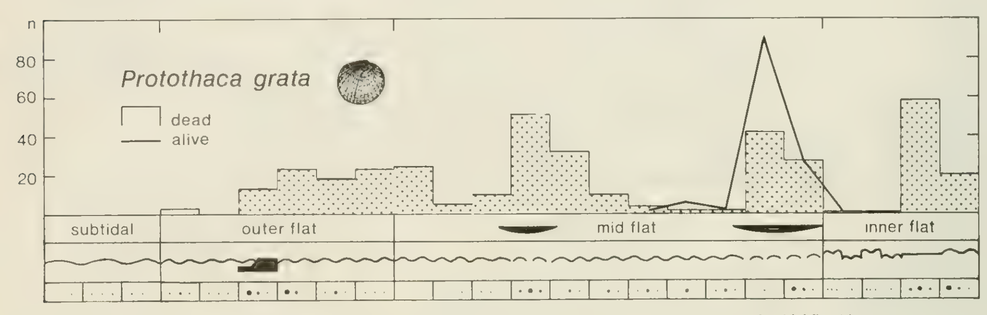


Fig. 8: Distribution of live and dead individuals of the bivalve *Protothaca grata* across the tidal flat (Transect B). For key see Fig. 3.

Live specimens of the shallow burrowing suspension-feeding bivalve *Donax navicula* occur scattered across outer to midflat areas (Fig. 9). Dead individuals exhibit an identical distribution pattern (if one neglects recycled specimens from the spit introduced into nearshore areas).

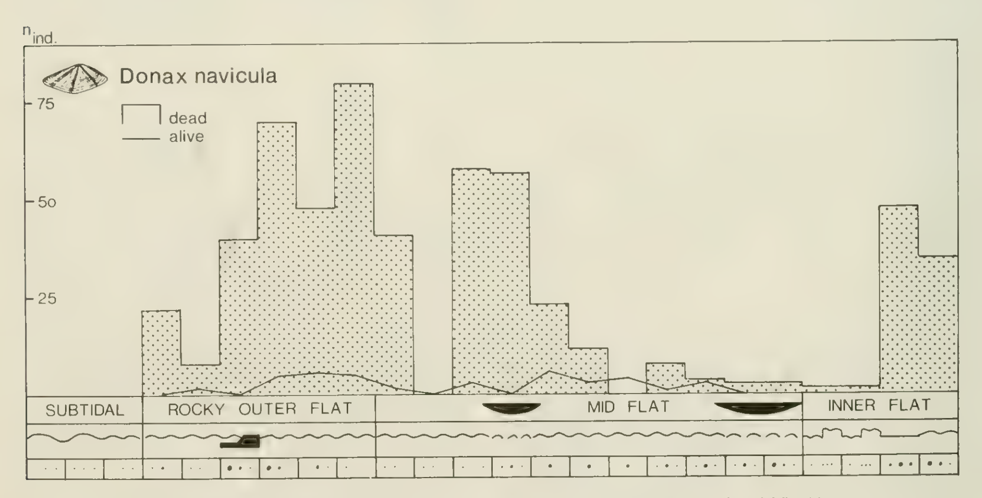


Fig. 9. Distribution of live and dead individuals of the bivalve *Donax navicula* across the tidal flat (Transect B). For key see Fig. 3.

DISTRIBUTION PATTERNS OF THE MOST COMMON SPECIES ACROSS THE TIDAL FLAT

Figs. 10–13 illustrate the distribution patterns of the most common molluscan species of the taphocoenoses from shallow subtidal areas to the salt marsh. In contrast to the live-dead comparisons (which were given in absolute numbers), relative abundances of individual species are given.

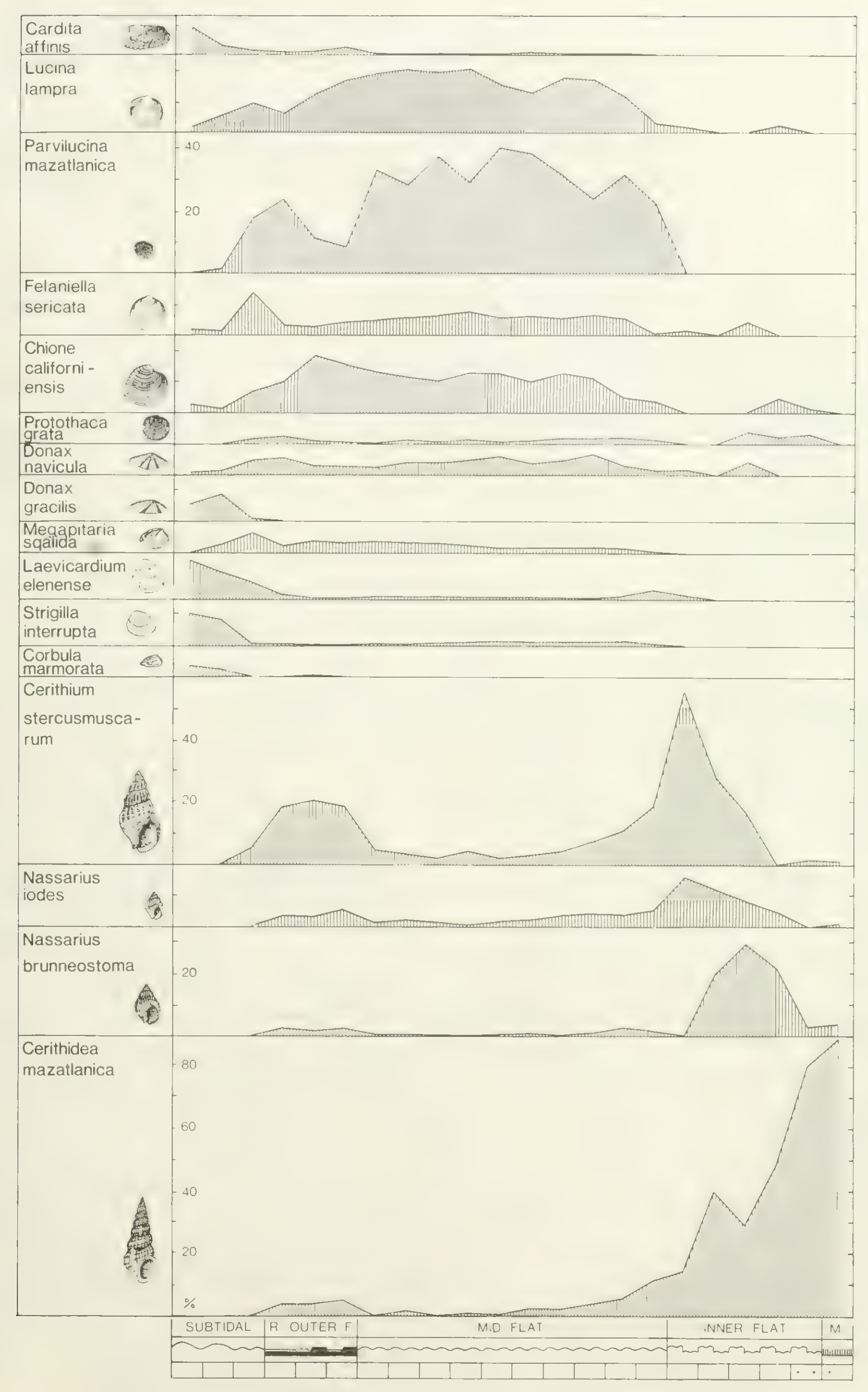


Fig. 10: Distribution of common species of the taphocoenoses across the tidal flat (Transect A). For key see Fig. 3.

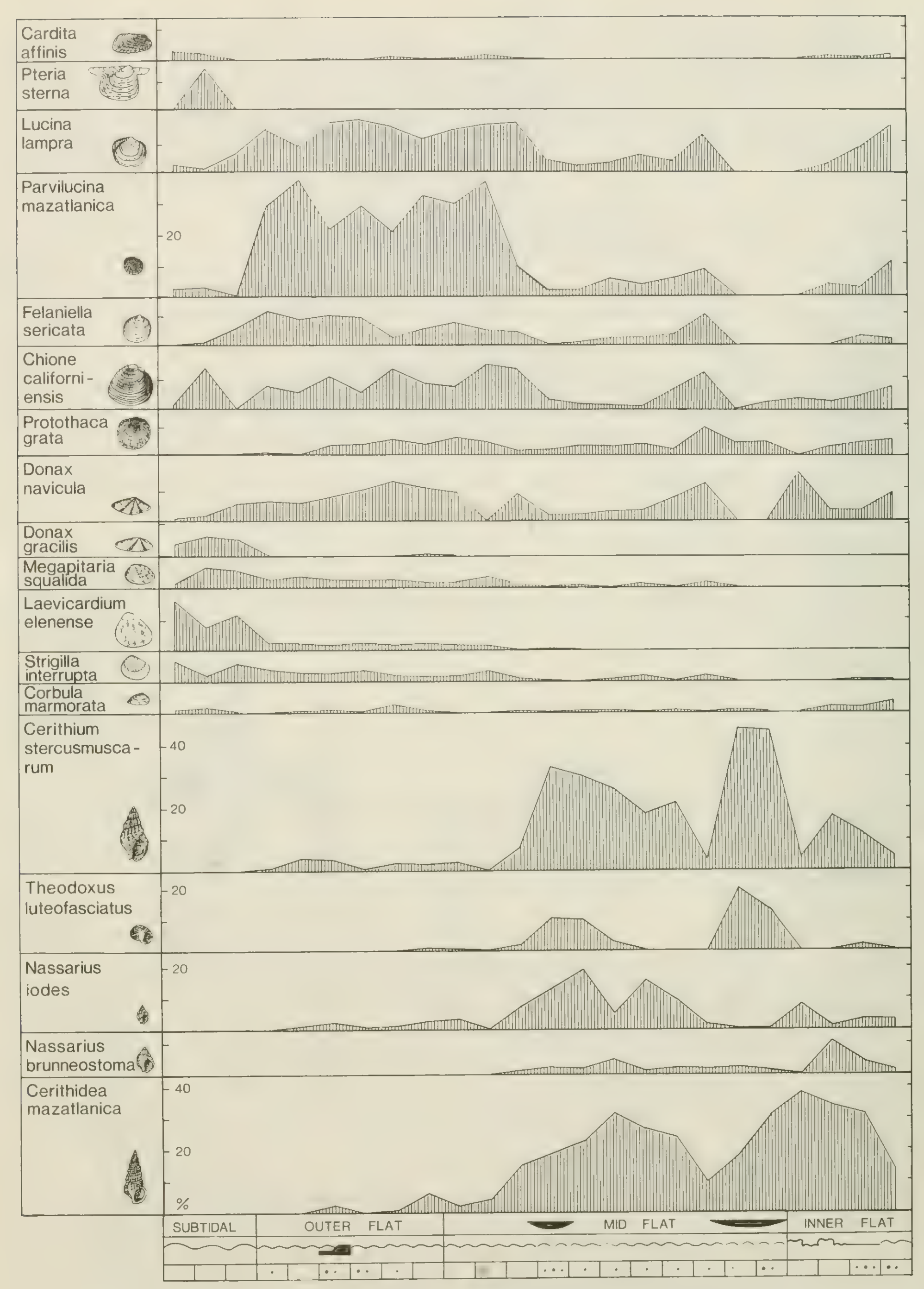


Fig. 11: Distribution of common species of the taphocoenoses across the tidal flat (Transect B). For key see Fig. 3.

Transects A and B from the southern part of the bay record a typical tidal flat sequence extending from shallow subtidal to marsh environments. Each subenvironment is relatively well defined. Correspondingly many species show a characteristic distribution pattern (Figs 10–11). For example, subtidal areas are characterized by the bivalves *Laevicardium ele-*

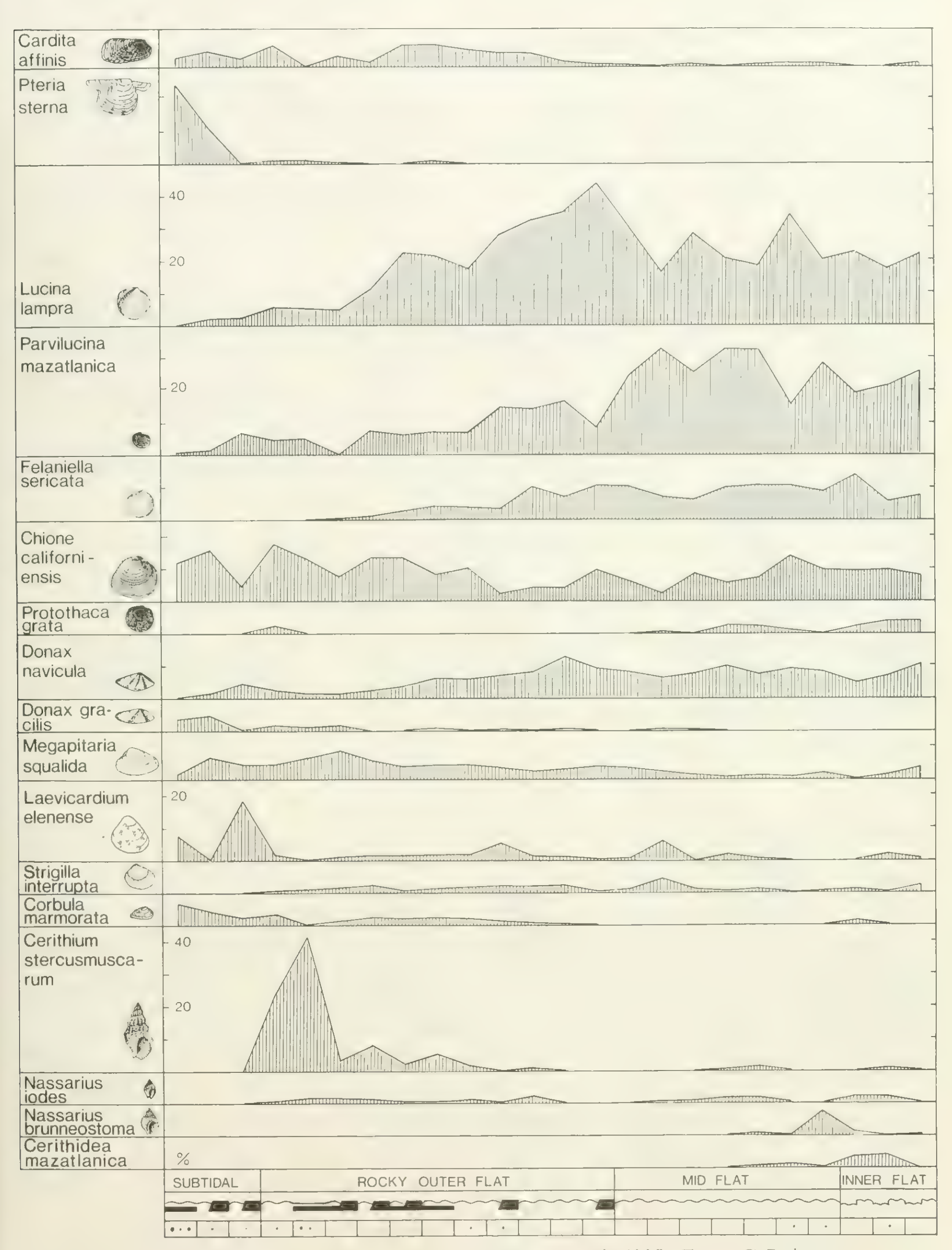


Fig. 12: Distribution of common species of the taphocoenoses across the tidal flat (Transect C). For key see Fig. 3.

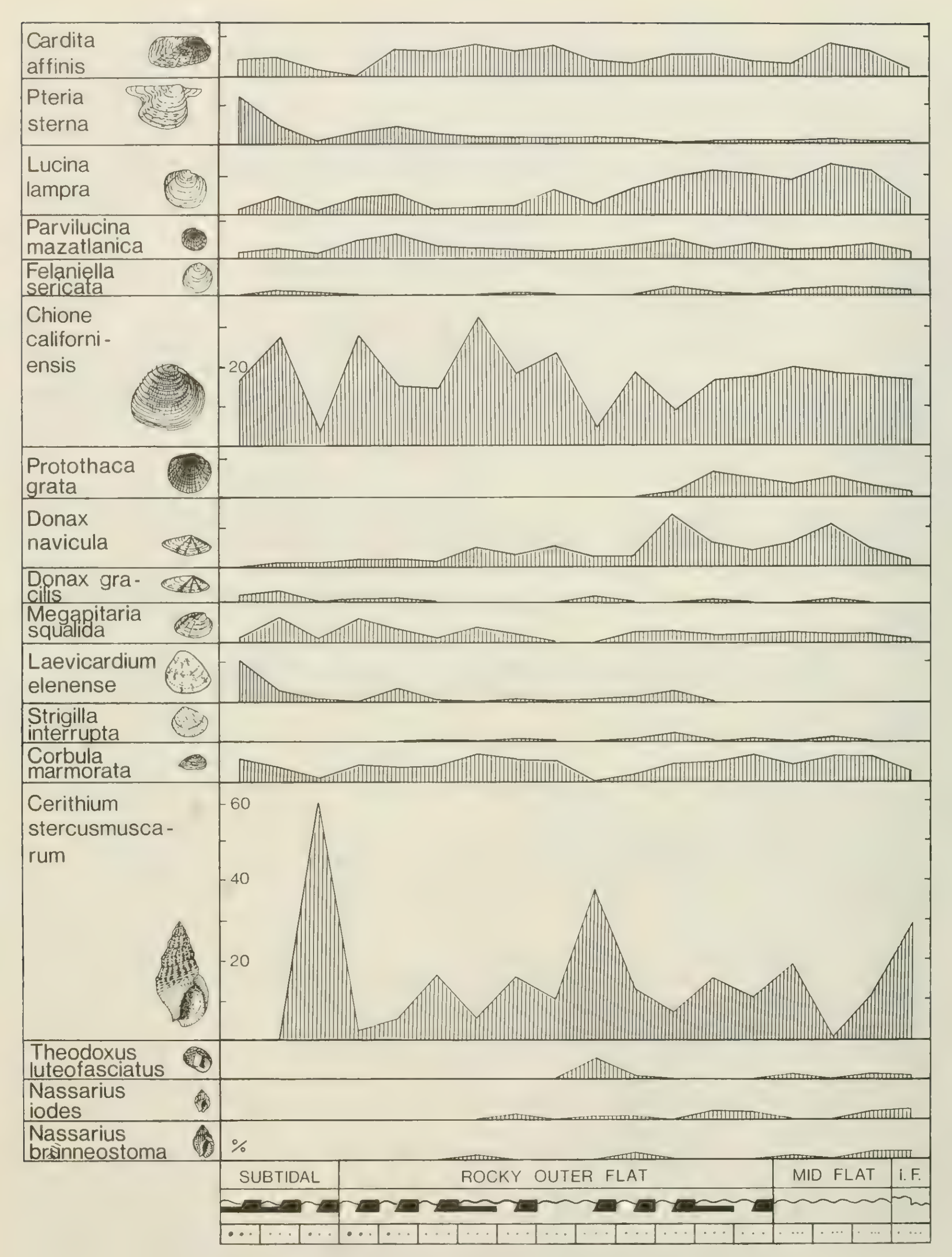


Fig. 13: Distribution of common species of the taphocoenoses across the tidal flat (Transect D). For key see Fig. 3.

nense, Donax gracilis, Cardita affinis, Strigilla interrupta, Pteria sterna and *Corbula marmorata*. Outer to mid flat areas are dominated by small lucinid bivalves *(Parvilucina mazatlanica, Lucina lampra, Felaniella sericata)* and *Megapitaria squalida*. On inner flat firmgrounds gastropods dominate *(Cerithidea mazatlanica, Nassarius brunneostoma)*. In the channel, *Cerithium stercusmuscarum* and *Theodoxus luteofasciatus* are abundant. The former also occurs on exposed Pleistocene rocky substrates and on inner flat areas. Several species are not restricted to one or two of the subenvironments, but occur across the whole tidal flat. They include *Chione californiensis, Donax navicula, Nassarius iodes* and *Felaniella sericata*. In Transect B, the pattern is slightly modified by shells that wash out from the neighboring spit and accumulate nearshore.

Transects A and B show that the distribution patterns are governed not only by parameters which change in an onshore-offshore direction, but are also related to the presence of hard substrate. Hard substrates crop out patchily in the southern part of Bahia la Choya and become very abundant towards the north. This is reflected by the faunal distribution along Transects C and D where only few trends are seen and the presence or absence of hard substrate seems to exert a major role on the distribution of the mollusc fauna (Figs 12–13).

A weak zonation can still be recognised in Fig. 12: For example, *Pteria sterna* and *Donax gracilis* are typical of shallow subtidal areas. The outer flat is dominated by *Cerithium stercusmuscarum* and mid to inner flat areas by *Lucina lampra* and *Parvilucina mazatlanica. Cerithidea mazatlanica, Nassarius brunneostoma* and *Protothaca grata* are restricted to the innermost flat. Whilst *Cerithium stercusmuscarum, Cardita affinis* and *Pteria sterna* are clearly related to hard substrate, small lucinid shells are found in great abundance only in soft, sandy substrate. In Transect D (Fig. 13) no pattern is visible: Widespread, but patchily distributed Pleistocene rocks with patches of soft sediments inbetween cause a very patchy faunal distribution without any trends. This is well illustrated by the distribution of the gastropod *Cerithium stercusmuscarum*.

As a last example of faunal zonation along the four transects, the distribution of seven species of *Tellina* is shown in Fig. 14. Only data from Transects A and B are given. Distribution along Transect C is very similar to that of A and B, whilst in D the various species were not abundant enough to make any statements. Several species exhibit a clear preference for particular subenvironments. Thus, *T. amianta* is most abundant in shallow subtidal to outer flat areas as is *T. coani*. Most other *Tellina* occur from outer to mid flat; no species is found in inner flat areas.

DISCUSSION

ZONATION OF LIVE FAUNA

Even with the few data presented in Figs 4–9 it becomes obvious that the live molluscan fauna of Bahia la Choya is not randomly distributed, but that individual species are either fairly uniformly distributed across the tidal flat or else have their peak distribution in particular subenvironments. These subenvironments are defined by a number of parameters which include time of subaerial exposure, turbulence level, grain size, substrate consistency (hard-firm-soft) and stability, degree of reworking, depth of oxidation zone, temperature, salinity and food availability. Examples of apparently eurytopic species include *Chione californiensis* and *Nassarius iodes*, whilst stenotopic species include *Cerithidea mazatlanica* (tied to high intertidal and marsh areas), *Theodoxus luteofasciatus* (characteristic of gravel bars of the tidal channel and of exposures of Pleistocene hard substrate), and *Nassarius brunneostoma* (a species most abundant of inner flat firmgrounds). Some rare species not discussed in Figs 4–9 include *Melampus mousleyi* and *Pedipes unisulcatus* which are restricted to salt marsh and *Donax gracilis*, occurring only in shallow subtidal environments. Relatively abundant, but living too deeply buried to be recovered by our sampling methods, is *Tagelus affinis*, a species typical of inner flat environments and in the tidal creeks within the salt marsh.

The live fauna of Bahia la Choya tidal flats can therefore be used to define various subenvironments, ranging from shallow subtidal, outer to mid flat, inner flat, salt marsh and channel (see also Flessa & Fürsich this volume, for relation of molluscan communities to subenvironments).

These findings correspond to those of Linke (1939), Dörjes et al. (1969) and Dörjes (1970) from North Sea tidal flats. These tidal flats are far more extensive and exhibit a greater range of substrates (fine-grained mud to shell gravel) than the Bahia la Choya tidal flat. The latter shows that even minor environmental changes are reflected by the species distribution of shelly remains.

LIVE-DEAD COMPARISONS

Figs 4–9 illustrate that the distribution patterns of many species from the taphocoenoses are close to those of the live fauna. This is surprising as the high tidal range of Bahia la Choya and resulting strong tidal currents suggests a high degree of sediment reworking and a high transport capability. The distribution of several species demonstrates that such transport indeed does take place, but appears to be significant in the tidal channel and on the inner flat firmground only. There it affects predominantly epifaunal species *(Cerithidea mazatlanica, Nassarius brunneostoma)*. Because ebb flow is concentrated in the channel (in contrast to the incoming tide), a net seaward transport takes place.

A second mode of transport is the onshore transport of floating shells by the incoming tide, a phenomenon described in detail by Schäfer (1953). Although we have observed floating shells transported over considerable distances, we regard this mode of transport as volumetrically insignificant in Bahia la Choya.

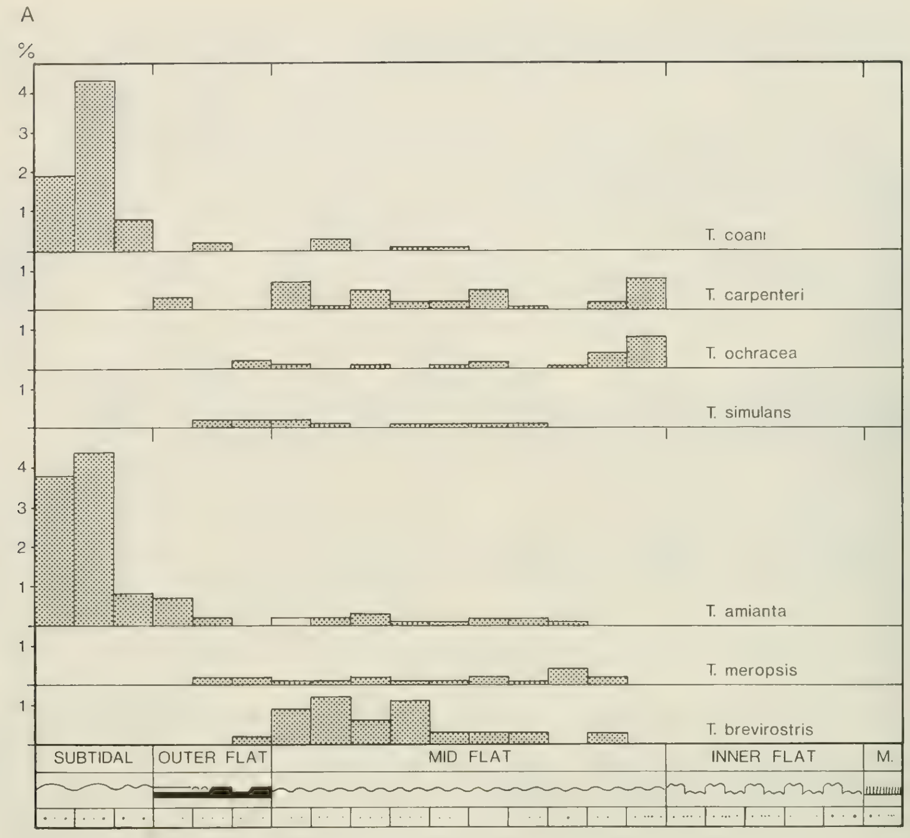
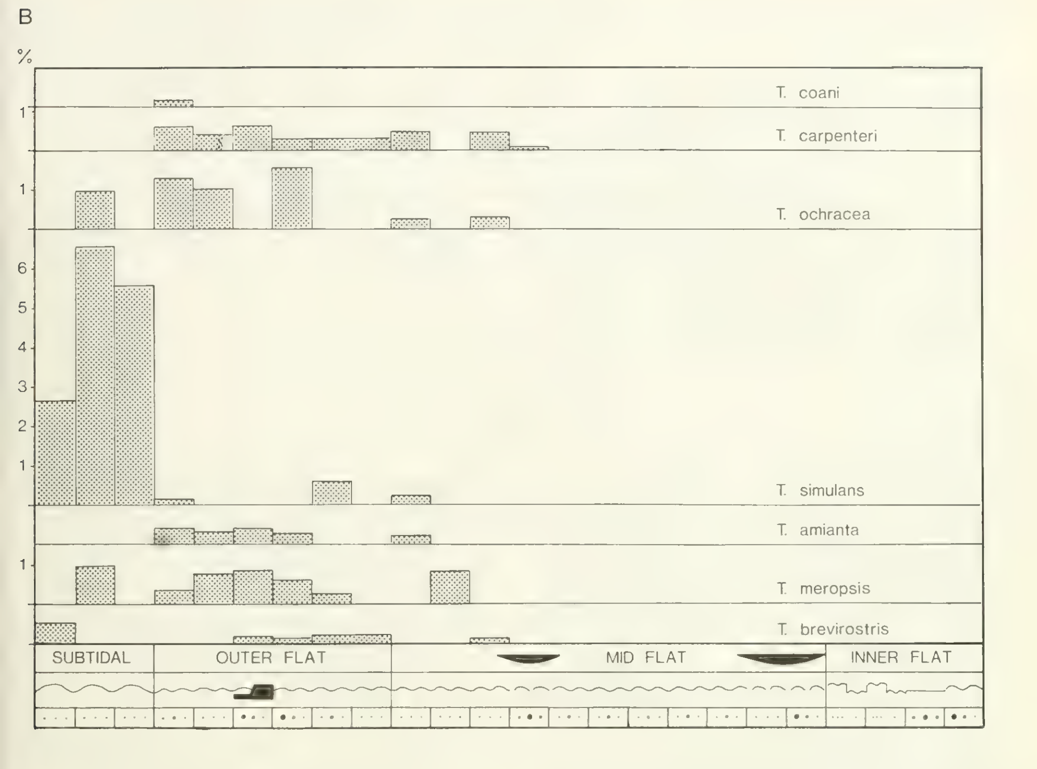


Fig. 14: Distribution of dead individuals of species of *Tellina* across the tidal flat. a: Transect A; b: Transect B. For key see Fig. 3.

In contrast, a third mode of transport by biological agents is thought to be far more important, although affecting gastropod shells only. Hermit crab populations are high, particularly in the tidal channel. Counts in the channel of the outer mid flat showed that up to 52% of dead *Cerithium* shells and 36% of *Cerithidea* shells were inhabited by hermit crabs. As hermit crabs are known to migrate seasonally (e. g. FOTHERINGHAM 1975), faunal elements are likely to be transported across considerable distances this way, possibly in opposite direction to prevailing currents. It seems obvious that the discrepancies between live and dead distribution patterns of some species are, to a large extend, caused this way.

Comparing the diversity of live versus dead molluscs two features become apparent: (1) Dead molluscs are far more diverse than live ones (see also MACDONALD 1969, PETERSON 1977, POWELL et al. 1982); and (2) the diversity of dead shells decreases drastically at the boundary between mid and inner flat, whilst diversity of live molluscs remains relatively constant throughout (Fig. 3). Both features are related to the process of time-averaging. Fluctuations in larval settling and minor environmental fluctuations will lead to changes in faunal composition resulting in a greater number of species in the taphocoenosis than in the live community (PETERSON 1977). However, with increasing harshness of the environment (in this case toward the high intertidal zone), only few species are able to successfully colonize the habitat. Fluctuations in faunal composition further seaward are not expected to be mirrored in the inner flat where temperature and salinity fluctuations, in combination with a very long subaerial exposure time, produce an environment unfavorable to most species. The set of species of this zone varies very little. Whilst pronounced time-averaging thus increases the diversity seaward, it does not have this effect on the taphocoenoses of the inner flat.

Additional agents that restrict the faunal diversity of the inner flat taphocoenosis are the low burial potential of faunal elements living on the firm substrate and the inability of many mollusc species to burrow into fairly cohesive, fine-grained sediment.



ZONATION OF DEAD MOLLUSCS

In Figs 4–14 many taxa of the taphocoenoses show a significant zonation across the tidal flat. Because of limited redistribution the zonation is less distinct than the zonation of live molluscs. For example, *Nassarius guaymasensis* occurs only in the shallow subtidal and outermost flat. *Theodoxus luteofasciatus* and *Cerithium stercusmuscarum* are characteristic of gravelly channel deposits and exposed rocky Pleistocene. The shallow subtidal mollusc fauna with *Pteria sterna, Laevicardium elenense* and *Donax gracilis* differs quite markedly from the tidal flat and the marsh fauna. Mixing which takes place on the tidal flat (e. g. by redistribution of *Cerithidea mazatlanica* and *Nassarius brunneostoma)* does not extend into the shallow subtidal where both forms are virtually absent. This implies that the subenvironments of the tidal flat can be defined by elements of the taphocoenoses. Thus, despite tidal currents and biological activity information loss due to biostratinomic processes is moderate. If diagenetic distortion of such taphocoenoses is small, benthic mollusc faunal elements can be expected to serve as useful indicators of ancient environments. The Bahia la Choya example also shows that pronounced time-averaging (see MELDAHL, 1987) does not significantly distort the faunal distribution pattern, but mainly influences species diversity. This suggests that in paleoecological analyses diversity values of time-averaged samples should not be compared to those of living communities (see also STAFF et al. 1986). In general, however, the pessimism about the usefulness of taphocoenoses and corresponding fossil assemblages for paleoecological and environmental analyis expressed by several authors (e. g. ANTIA 1977, CUMMINS et al. 1986, HOFFMAN 1982) cannot be shared (see also WARME 1969, WARME et al. 1976).

CONCLUSIONS

(1) Live mollusc species of Bahia la Choya exhibit a zonation from the shallow subtidal to the high intertidal zone.

(2) In many cases the distribution pattern of dead shells corresponds to that of live shells. Limited distortion of the original distribution pattern is caused by seaward transport along the tidal channel and by biological transport caused by hermit crabs.

(3) Faunal elements most affected by transport are the epifaunal inhabitants of the inner flat firmgrounds which provide a very low burial potential.

(4) Despite time-averaging and some degree of distortion, elements of the taphocoenoses characterize various subenvironments of Bahia la Choya.

(5) Even time-averaged samples record sufficient information for meaningful environmental analyses.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank MARTIN ABERHAN, ANDREAS FEIGE, and KARL FLESSA with whom the data were collected. PAT HARTSHORNE and KEITH MELDAHL helped with the sampling of the subtidal. KARL FLESSA critically read the manuscript. We would like to thank PEGGY TURK and RICK BOYER of the Centro de Estudios de Desierto y Oceanos (CEDO) at Puerto Peñasco for their hospitality.

The study was supported by a grant of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Fu 131/7–1) and a Feodor Lynen Fellowship of the Alexander von Humboldt Foundation to F. T. F.

REFERENCES

ANTIA, D. D. J. (1977): A comparison of diversity and trophic nuclei of live and dead molluscan faunas from the Essex Chenier Plain, England. – Paleobiology, **3:** 404–414, 3 figs; Chicago.

CADÉE, G. C. (1968): Molluscan biocoenoses and thanatocoenoses in the Ria de Arosa, Galicia, Spain. – Zool. Verhand., no. **95:** 1–121, 52 figs, 6 pls.; Leiden.

CARTHEW, R. & BOSENCE, D. (1986): Community preservation in Recent shell-gravels, English Channel. – Palaeontology, **29:** 243–268, 7 figs; London.

CUMMINS, H., POWELL, E. N., STANTON, R. J., JR., & STAFF, G. (1986): The rate of taphonomic loss in modern benthic habitats: How much of the potentially preservable community is preserved? – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **52:** 291–320, 17 figs; Amsterdam.

DÖRJES, J. (1978): Das Watt als Lebensraum. – In: REINECK, H.-E. (ed.): Das Watt, 107–143, figs 62–72, Frankfurt. (2nd edit.)

––, GADOW, S., REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1969): Die Rinnen der Jade (Südliche Nordsee). Sedimente und Makrobenthos. – Senckenbergiana marit., **50:** 5–62, 15 figs; Frankfurt.

FLESSA, K. W. & FÜRSICH, F. T. (1991): Quantitative analyses of molluscan communities and taphocoenoses of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18:** 79–88; München.

FOTHERINGHAM, N. (1975): Structure of seasonal migrations of the littoral hermit crab *Clibanarius vittatus* (Bosc). – J. experiment. mar. Biol. Ecol., **18:** 47–53, 2 figs; Amsterdam.

FÜRSICH, F. T. & FEIGE, A. (1991): Taphonomy of the Recent molluscs of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18:** 89–133, 6 pls; München.

––, FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. & SCHODLBAUER, S. (1991): Sedimentary habitats and molluscan faunas of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18:** 5–51, 10 pls; München.

HOFFMAN, A. (1982): Growing points in community palaeoecology. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **164:** 252–258; Stuttgart.

JOHNSON, R. G. (1965): Pelecypod death assemblages in Tomales Bay, California. – J. Paleont., **39:** 80–85, 1 fig.; Tulsa, Okla.

KEEN, A. M. (1971): Sea Shells of Tropical West America. – 1064 pp., numerous figs., 12 pls., Palo Alto, Ca. (2nd edit.)

–– & COAN, E. (1976): „Sea Shells of Tropical West America": Additions and corrections to 1975. – Western Soc. Malacol., Occas. Pap., **1:** 80pp..

LINKE, O. (1939): Die Biota des Jadebusenwattes. – Helgol. wiss. Meeresunters., **1:** 201–348, 83 figs; Helgoland.

MACDONALD, K. B. (1969): Quantitative studies of salt marsh mollusc faunas from the North American Pacific coast. – Ecol. Monogr., **39:** 33–60, 14 figs; Durham, N. C..

MELDAHL, K. H. (1987): Sedimentologic, stratigraphic, and taphonomic implications of biogenic stratification. – Palaios, **2:** 350–358, 7 figs; Tulsa, Okla..

OLSSON, A. A. (1961): Mollusks of the tropical eastern Pacific, particularly from the southern half of the Panamic-Pacific faunal province (Panama to Peru). Panamic-Pacific pelecypoda. – 574 pp., Paleont. Res. Inst., Ithaca, N. Y..

POWELL, E. N., STANTON, R. J., JR., CUMMINS, H. & STAFF, G. (1982): Temporal fluctuations in bay environments – the death assemblage as a key to the past. – In: DAVIS, J. R. (ed.): Proceedings of the Symposium on Recent Benthological Investigations in Texas and Adjacent States, 203–232, 4 figs; Austin, Texas.

PETERSON, C. H. (1976): Relative abundance of living and dead molluscs in two California lagoons. – Lethaia, **9:** 137–148, 2 figs; Oslo.

–– (1977): The paleoecological significance of undetected short-term temporal variability. – J. Paleont., **51:** 976–981, 1 fig.; Tulsa, Okla..

SCHÄFER, W. (1953): Schwimmende Verfrachtung von Muschelklappen. – Natur u. Volk, **83:** 355–357, 1 fig.; Frankfurt.

STAFF, G. M., STANTON, R. J., JR., POWELL, E. N. & CUMMINS, H. (1986): Time-averaging, taphonomy, and their impact on paleocommunity reconstruction: Death assemblages in Texas bays. – Geol. Soc. Amer., Bull., **97:** 428–443, 14 figs; Boulder, Co..

THOMSON, D. A., MEAD, A. R. & SCHREIBER, J. R., JR. (1969): Environmental impact of brine effluents on Gulf of California. – U. S. Dept. Interior, Research and Progress Rep. No 387, 196 pp.; Washington, D. C.

WARME, J. E. (1969): Live and dead molluscs in a coastal lagoon. – J. Paleont., **43:** 141–150, 2 figs; Tulsa, Okla..

––, EKDALE, A. A., EKDALE, S. F. & PETERSON, C. H. (1976): Raw material of the Fossil Record. – In: SCOTT, R. W. & WEST, R. R. (eds.): Structure and classification of paleocommunities, 143–169, 6 figs; Stroudsburg, Pa..

WILSON, J. B. (1967): Palaeoecological studies on shell-beds and associated sediments in the Solway Firth. – Scott. J. Geol., **3,** 329–371, 16 figs, 3 pls.; Edinburgh.

Zitteliana	18	71-78	München, 30. 4. 1991	ISSN 0373-9627

Zonation of molluscan life habit groups across the tidal flats of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico): Paleoenvironmental significance

By

FRANZ T. FÜRSICH and SUSANNE SCHÖDLBAUER*)

With 5 figures in the text

ABSTRACT

Life habit groups of time-averaged molluscan taphocoenoses of Bahia la Choya, a shallow protected bay in the northern Gulf of California, exhibit a zonation from shallow subtidal to high intertidal environments. The distribution of epifauna and hard substrate fauna is largely governed by the availability of hard substrate. The distribution of trophic groups is mainly a function of the energy level, time of subaerial exposure, and food source. The taphocoenoses of Bahia la Choya apparently underwent little lateral transport and consequently their life habit groups serve as useful environmental indicators.

KURZFASSUNG

Ernährungstypen und Typen von Lebensweisen zeitlich gemittelter Mollusken-Taphozönosen von Bahia la Choya, einer flachen geschützten Bucht im nördlichen Golf von Kalifornien, zeigen eine Zonierung vom flachen Subtidal bis zum höheren Intertidal. Das Auftreten von Epifauna und Hartsubstratfauna steht in einem engen Zusammenhang mit der Verteilung von hartem Substrat entweder in Form pleistozäner Felsgründe oder schillführender Kies- und Feingeröll-Lagen. Die Verteilung der Ernährungstypen ist vorwiegend eine Funktion des Energieniveaus, der im Auftauchbereich verbrachten Zeit und des Nahrungsangebots. Die Taphozönosen von Bahia la Choya wurden offensichtlich nur geringfügig transportiert; das Verteilungsmuster ihrer Ernährungstypen und Typen von Lebensweisen ist deshalb ein brauchbarer Milieuindikator.

INTRODUCTION

In paleoenvironmental analysis life habit groups of benthic macrofauna have commonly been used to infer parameters such as bathymetry, energy level, substrate stability, oxygen level, and food supply (e. g. RHOADS et al. 1972, SCOTT 1974, FÜRSICH & WENDT 1977, OSCHMANN 1988). Recent benthic faunas are known to exhibit a good correlation between such environmental parameters and their life habit groups (e. g. SANDERS 1958, SAVILOV 1957, DRISCOLL & BRANDON 1973). A similar relationship could also be demonstrated for ancient benthic faunas (e. g. FURSICH 1976). However, also studies suggest that such relationships are spurious and that the life habit group composition of fossil communities is considerably distorted when compared to that of living communities (e. g. STANTON & DODD 1976, BOSENCE 1979).

In investigating the molluscan fauna of a tidal flat we hope to contribute to this issue by examining the distribution of life habit groups of taphocoenoses across the tidal flat. Is there any meaningful zonation? We are not so much concerned whether the life habit groups of the taphocoenoses are identical with those of the living communities, but whether the groupings preserved in the taphocoenoses are correlated with the environment.

* F. T. FÜRSICH, Institut für Paläontologie der Universität, Pleicherwall 1, W-8700 Würzburg, Germany; S. SCHÖDLBAUER, Franz-Wolter-Straße 6, W-8000 München 81, Germany.

Bahia la Choya is a protected bay in the northern Gulf of California (Fig. 1). Due to a high tidal range, a sandy tidal flat covering more than 10 km^2 is exposed at spring low tide. The sediment varies from gravel (major tidal channel), fine and medium sand (outer to mid flat) to fine-sandy silt (inner flat) the latter forming a firmground. An extensive salt marsh exists adjacent to the inner flat, and is partly separated from it by a shelly spit. The marsh is inundated only during spring high tide. Salt marsh and tidal flat are drained by one major tidal channel. There is no freshwater input into the area at any time except for rare monsoonal rainstorms – Bahia la Choya borders the Sonoran desert.

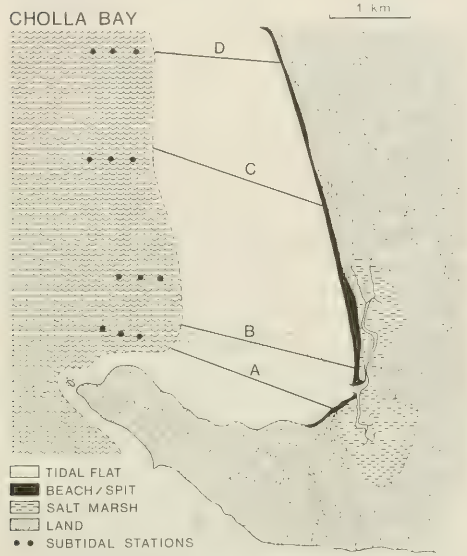


Fig. 1: Map of Bahia la Choya showing tidal flat, location of the four transects (A–D), and position of the subtidal stations.

Net rates of sedimentation are very low: Pleistocene rocks are exposed or covered by only a few centimetres of sediment over large parts of the tidal flat and within the shallow subtidal. This is particularly true of the northern part of the bay. Due to the low sedimentation rate shells and shell debris are a conspicuous part of the sediment, constituting up to 80 % of the sediment and forming highly time-averaged deposits. Bioturbation is fairly abundant destroying most internal sedimentary structures. A particularly striking feature are large feeding structures of rays. Rays, together with callianassid shrimps significantly contribute to sediment reworking. Physical sedimentary structures are therefore restricted largely to the sediment surface and the uppermost few centimetres. They include sandwaves (outer flat), megaripples (shallow subtidal and inner channel), current ripples (outer to inner flat), linguoid ripples (small tidal creeks), and current lineation (mid channel). A detailed description of the various subenvironments and ecological parameters are found in Fürsich et al. (this volume).

During December 1985 to May 1986 samples were taken along four transects. Sampling started in shallow (6 m deep) subtidal environments with a sampling distance of 200 m. It continued up to the shoreline. Samples were taken at 100 m intervals within the intertidal zone. Samples were washed and sieved in the laboratory (screen diameter: 3 mm). Specimens were counted and identified to species level. In the case of disarticulated bivalves, the larger valve number was used to determine number of specimens. (For detailed description of sampling and laboratory techniques see Fürsich et al. this volume.)

The mode of life and trophic group of each molluscan species was determined either by personal observations in Bahia la Choya, by literature survey, or, more rarely, by a functional analysis of the morphology. Species lists of the molluscan fauna from Bahia la Choya including also information on mode of life and feeding habits are found in Fürsich et al. (this volume, tables 1 and 2).

DISTRIBUTION PATTERN OF LIFE HABIT GROUPS

Fig. 2 shows the distribution of epifauna and infauna among the molluscan fauna of the taphocoenoses along the four transects. Epifaunal species include most gastropods such as *Cerithidea mazatlanica, Cerithium stercusmuscarum, Anachis,* and limpets. Characteristic epifaunal bivalves are *Cardita affinis, Modiolus capax, Ostrea, Pteria sterna* and arcids *(Arca, Arcopsis).* Semi-infaunal forms, counted here with the infauna, are *Mytella guaymasensis* and *Atrina* sp.. The infauna is dominated by bivalves (e. g. *Lucina lampra, Parvilucina mazatlanica, Felaniella sericata, Strigilla interrupta, Chione californiensis, Protothaca grata, Corbula marmorata,* species of *Tellina, Trachycardium panamense, Donax navicula).* All these species are shallow burrowers. Deep infaunal forms include *Tagelus* and *Cumingia.* Rocky infaunal (boring) species are *Lithophaga attenuata, L. abboti,* and *Gastrochaena ovata.* Infaunal taxa occur also among the gastropoda. Abundant taxa are *Turritella, Agaronia, Oliva, Olivella, Terebra,* and naticids.

In Transects A and B (Fig. 2) which cross a largely sandy habitat infaunal molluscs dominate from the shallow subtidal zone to the mid flat. Epifaunal elements prevail in mid flat and inner flat environments as well as in the tidal channel.

The distribution of the epifauna is explained by the algal cover on shells and gravel in the channel and the diatom film developed on the firmground of the inner flat. These floras are exploited by algal grazers (e. g. *Cerithium stercusmuscarum)* and detritus feeders (e. g. *Cerithidea mazatlanica).* In addition, the firm substrate of the inner flat makes burrowing very difficult, except for a few species such as *Tagelus* and *Cryptomya.*

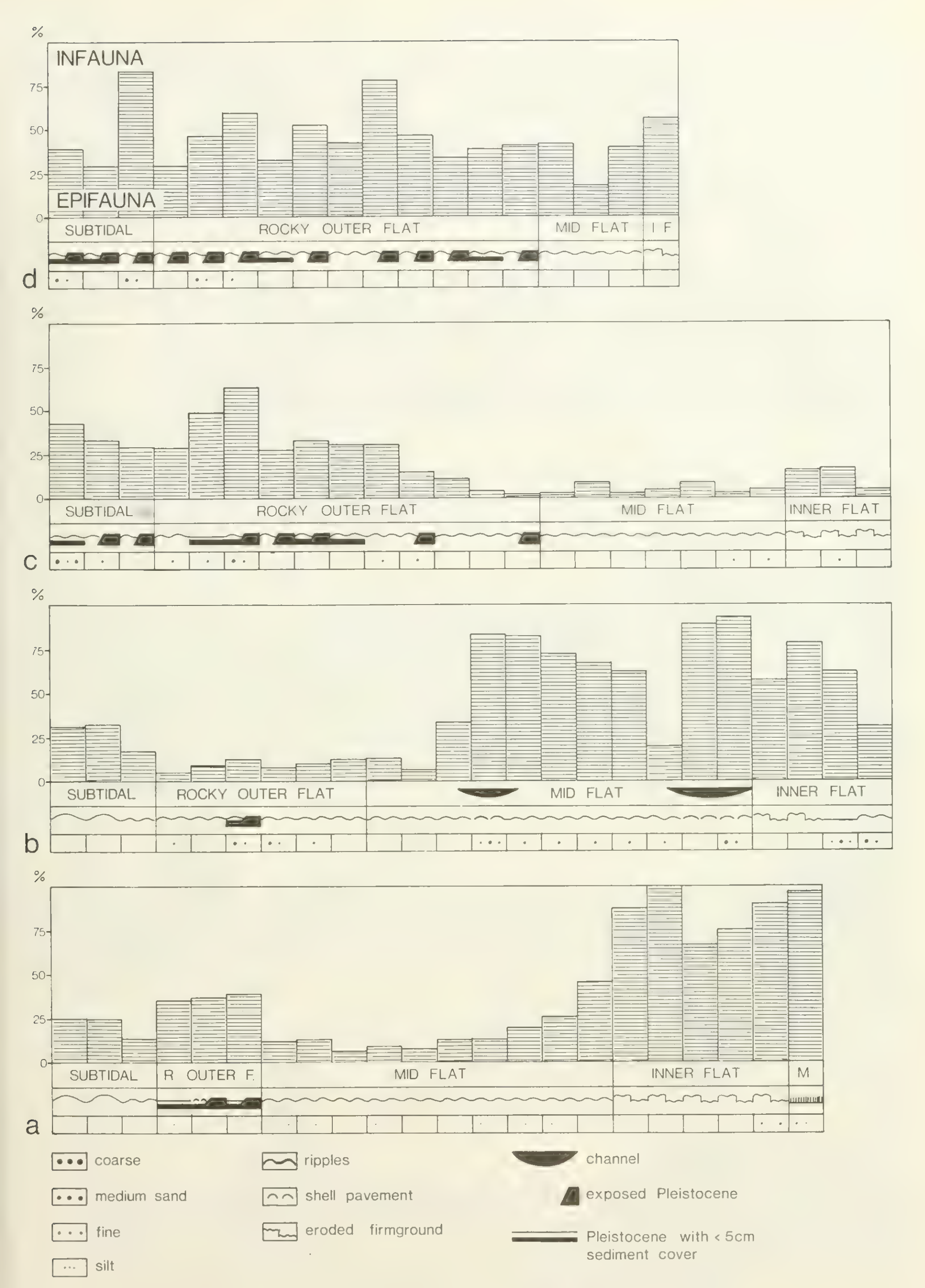


Fig. 2: Percentage distribution of epifauna/infauna across the tidal flat. a–d: Transects A–D.

Transects C and D show a different picture due to the widespread occurrence of Pleistocene rock grounds and a generally thin sediment cover. No onshore-offshore trend is developed, but the distribution pattern is solely related to the presence of hard substrate. For example, subtidal and outer flat areas of Transect C are dominated by Pleistocene rock grounds. As a result epifauna is quite common. In contrast, mid flat areas are characterised by sandy substrate: as a consequence, infauna dominates.

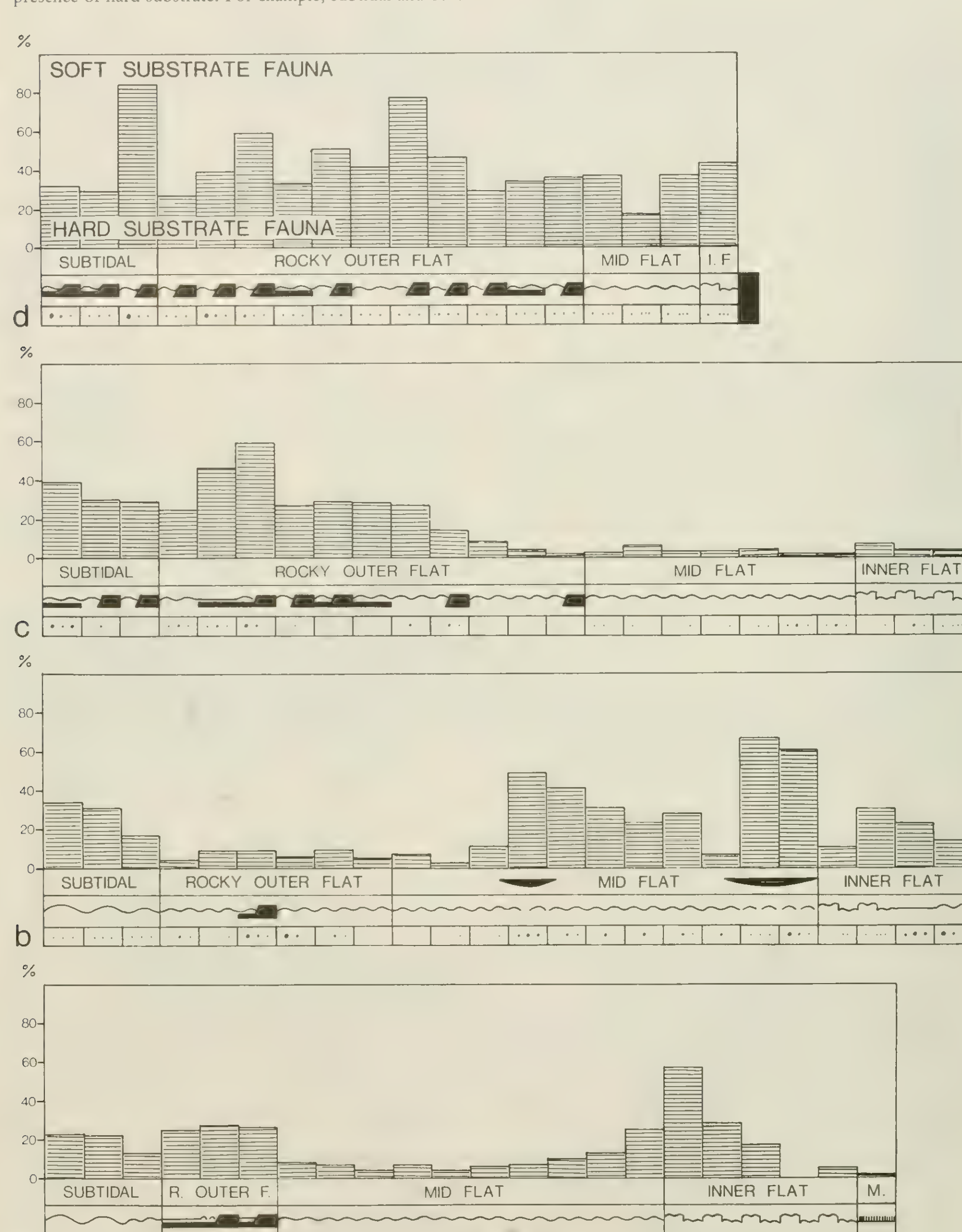


Fig. 3: Percentage distribution of hard and soft substrate molluscan fauna across the tidal flat. a–d: Transects A–D. Key as in Fig. 2.

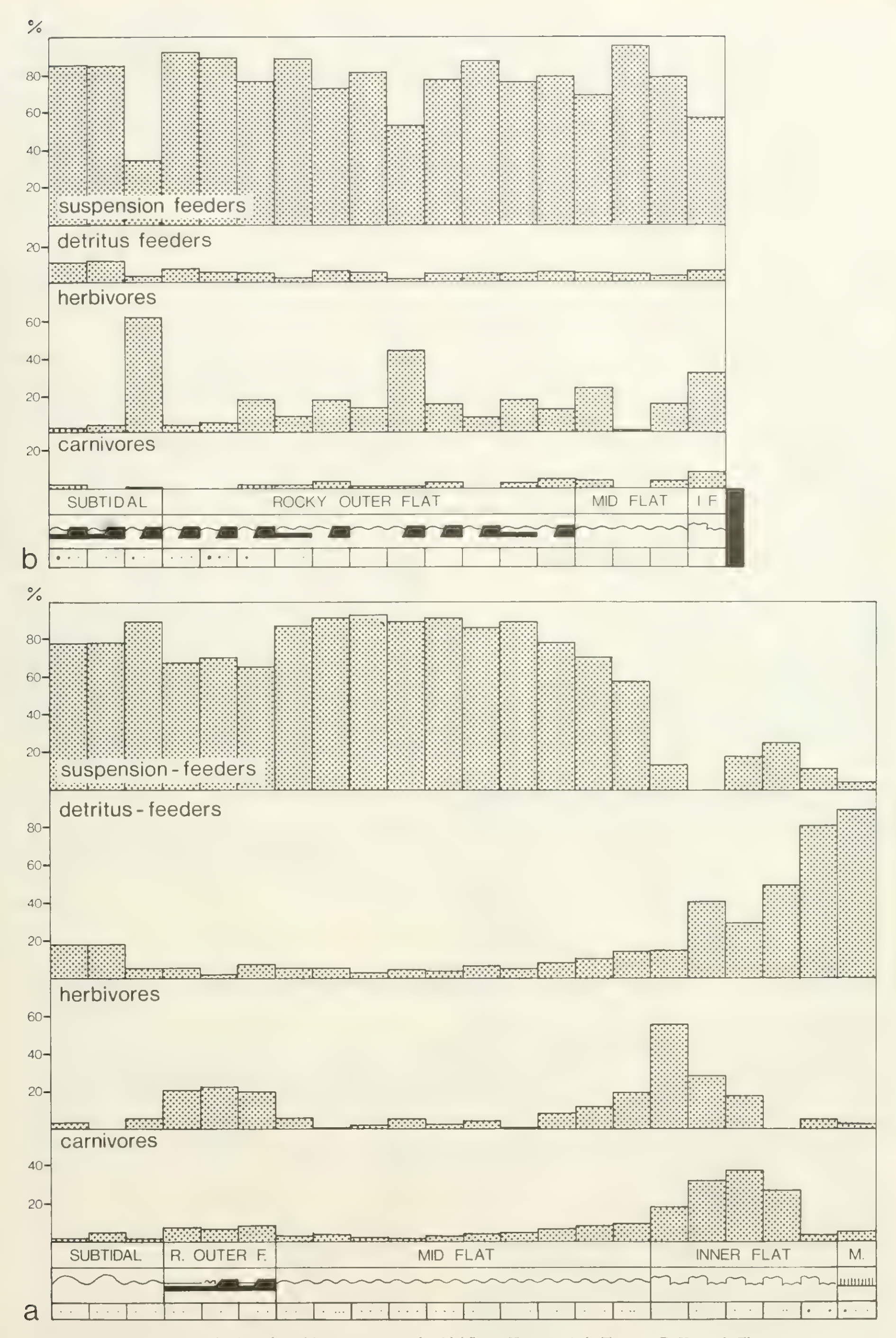


Fig. 4: Distribution of trophic groups across the tidal flat. a: Transect A; b: Transect D. Key as in Fig. 2.

Fig. 3 shows the distribution of hard substrate forms along the four transects. Among bivalves, they include boring taxa (e. g. *Lithophaga, Gastrochaena),* nestling species (e. g. *Gregariella coarctata),* epibyssate forms (e. g. *Cardita, Modiolus, Pteria)* and cemented taxa *(Chama, Ostrea).* Epifaunal free living gastropods (e. g. *Cerithium, Solenosteira),* largely sessile gastropods (e. g. *Crucibulum, Crepidula)* and, more rarely, cemented forms (vermetids) complement the list.

Hard substrate taxa predominate in gravelly sediments of the major tidal channel (Transect B) or else are limited to hard substrate in Transects A, C, and D. In Transect D the rocky Pleistocene terrace that forms the shoreline causes an increase of hard substrate taxa in the innermost tidal flat. Altogether there is a good correspondance between hard substrate species and hard substrate: this suggests very little transport. The only exception is the peak of hard substrate taxa in inner flat sediments of Transect A, caused largely by abundant *Cerithium stercusmuscarum.* This anomaly appears to have been caused by the transport of shells by hermit crabs.

Figs 4 and 5 record the distribution of trophic groups across Bahia la Choya. The following groups were distinguished:

(1) suspension-feeders which include nearly all bivalves and, amongst the gastropods, *Turritella, Crucibulum, Crepidula,* and vermetids;

(2) detritus/deposit-feeders, which include the numerically insignificant scaphopods *Dentalium* and *Fustiaria,* the bivalves *Tellina* and *Nucula,* and several gastropods (e. g. *Cerithidea, Anachis);*

(3) herbivores, exclusively gastropods (e. g. *Theodoxus, Diodora, Lucapinella, Cerithium, Epitonium, Melampus);* and

(4) carnivores, which include both predatory and scavenging gastropods (e. g. naticids, turrids, olivids, *Nassarius, Conus, Terebra).*

The assignment to a particular trophic groups is not always easy, as several species are omnivorous (e. g. the gastropod *Calliostoma).* The distinction between detritus-eaters and scavengers is also somewhat artificial depending largely on the size of the food particles. For example, the various species of *Nassarius* are here classified as scavengers (and thus grouped with the carnivores), but could probably be as easily grouped with the detritus-eaters. Conversely, species of the gastropods *Anachis, Columbella* and *Mitrella* are both detritus-eaters and microcarnivores (e. g. Morris et al. 1980), but have been grouped here with the former. The very abundant *Cerithidea mazatlanica,* here classified as a detritus-eater, could also be regarded as a herbivore as the diatom film on inner flat sediments apparently serves as the main food source. These difficulties should be kept in mind when the following patterns (Figs. 4 and 5) are discussed.

Overall, suspension-feeders are the dominant trophic group throughout Transects C and D. Suspension-feeders also dominate from subtidal throughout mid flat environments of Transects A and B (except in the tidal channel). Their distribution records the higher energy level prevailing in the northern part of Bahia la Choya compared to the southern, more protected part.

Detritus-eaters are rare in Transects C and D, but very abundant in the inner flat of Transects A and B. They reach moderate numbers in the channel (Transect B).

Herbivores are generally related to the presence of hard substrate: either exposed Pleistocene rocks (Transects A, C, D) or shelly gravel (channel) where their food source, algae, grows. An anomaly is the abundance of herbivores in inner flat sediments of Transect A which is caused by the occurrence of *Cerithium* shells. As mentioned above, their presence is mainly due to transport by hermit crabs.

Carnivores, including predators and scavengers are generally of low abundance, especially in Transects C and D. They are more common in inner flat sediments of Transect A and mid to inner flat sediments of Transect B. This is due to the presence of abundant scavenging *Nassarius brunneostoma* and *N. iodes.*

DISCUSSION

The distribution pattern of both trophic groups and life habit groups within Bahia la Choya taphocoenoses can be related to environmental parameters. Most obvious is the correlation of epifauna and hard substrate fauna to exposed Pleistocene rocks of shallow subtidal and intertidal areas and to shelly gravel of the tidal channel. This close correlation documents that little transport takes place across the tidal flat and that even time-averaging does not substantially alter this relationship.

Substrate thus appears to have been the overriding environmental parameter governing the distribution of epifauna. Other parameters such as length of subaerial exposure and energy level exert only a minor influence. This is particularly well seen in Transects A and C where in one case (Transect C) infauna dominates in mid to inner flat settings due to presence of sandy substrate, while infauna is rare in inner flat sediments of Transect A which form a firmground (Fig. 2).

The correlation of trophic groups to particular environmental parameters is more complex. There is a clear relationship between relative abundance of suspension-feeders and energy level: This group by far dominates in the less protected northern part of Bahia la Choya and in shallow subtidal and outer flat areas (Figs. 4–5) where a large proportion of organic matter is kept in suspension. Suspension-feeders are, on the whole, less common towards the shoreline due to longer subaerial exposure time and shorter feeding time.

The distribution of herbivores is strongly correlated with their food source, benthic algae. Because algae require a hard substrate for their growth, herbivores also show a very good

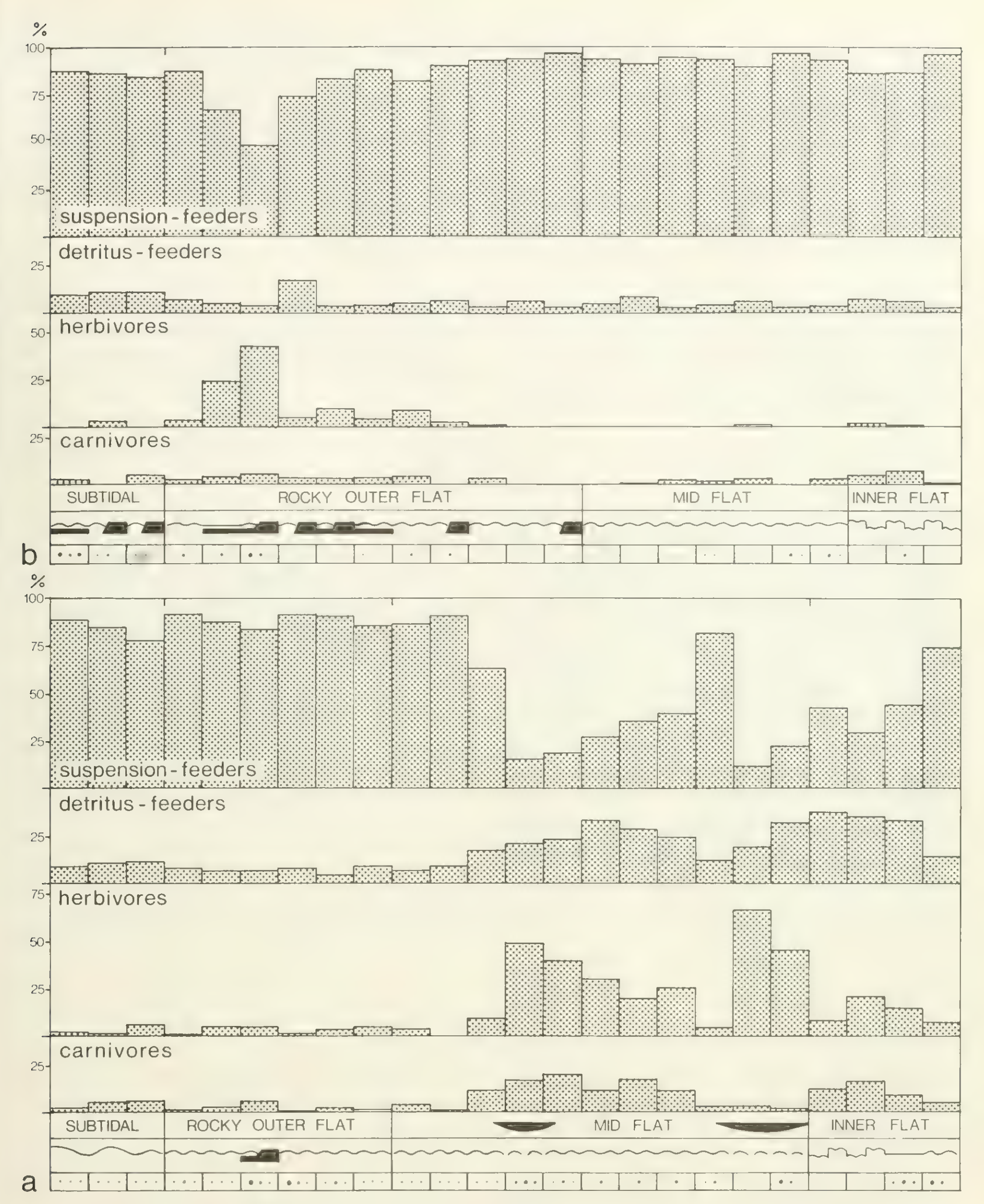


Fig. 5: Distribution of trophic groups across the tidal flat. a: Transect B; b: Transect C. Key as in Fig. 2.

correlation with exposed Pleistocene rock grounds and shelly gravel.

The dominance of detritus/deposit-feeders on inner flat firmgrounds is most likely related to the presence of a diatom film which covers the sediment surface, and to the lower energy level of this subenvironment which causes particulate organic matter to accumulate on the sediment surface.

Carnivores are, on the whole, not very abundant. This is particularly true of predators which – as one would expect – represent only a small fraction of the benthic fauna. Scavengers, many of which could be as easily classified as detritus-eaters (see above), have their peak distribution on inner flat substrates.

CONCLUSIONS

The distribution of life habit groups and trophic groups of Bahia la Choya mollusc taphocoenoses correlates well with several environmental parameters. Most important are substrate, food distribution (in combination with time of subaerial exposure), and energy level. Original trophic proportions and life habit groupings are well preserved despite pronounced time-averaging and strong tidal currents. Trophic and life habit groups can be useful environmental indicators.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was financially supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Fu 131/7−1) and a Feodor Lynen Fellowship of the Alexander von Humboldt Foundation to F. T. F. We thank MARTIN ABERHAN, ANDREAS FEIGE, and KARL FLESSA with whom the field work was carried out, PAT HARTSHORNE and KEITH MELDAHL fo their help with sampling the subtidal, and KARL FLESSA for critically reading of the manuscript. While in Mexico, we enjoyed the hospitality of the Centro de Estudios de Desierto y Oceanos at Puerto Peñasco.

REFERENCES

BOSENCE, D. W. J. (1979): Trophic analysis of communities and death assemblages. − Lethaia, **12:** 120, 1 fig.; Oslo.

DRISCOLL, E. G. & BRANDON, D. E. (1973): Mollusc-sediment relationships, northwestern Buzzards Bay, Massachusetts. − Malacologia, **12:** 13−46, 34 figs; Ann Arbor, Mich.

FURSICH, F. T. (1976): Fauna-substrate relationships in the Corallian of England and Normandy. − Lethaia, **9:** 343−356, 7 figs; Oslo.

−− FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. & SCHÖDLBAUER, S. (1991): Sedimentary habitats and molluscan faunas of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). − Zitteliana, **18:** 5−51, 10 pls; München.

−− & Wendt, J. (1977): Biostratinomy and palaeoecology of the Cassian Formation (Triassic) of the Southern Alps. − Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **22:** 257−323, 26 figs; Amsterdam.

OSCHMANN, W. (1988): Upper Kimmeridgian and Portlandian marine benthic associations from southern England and northern France. − Facies, **18:** 49−82, 27 figs; Erlangen.

RHOADS, D. C., SPEDEN, I. G. & WAAGE, K. M. (1972): Trophic group analysis of Upper Cretaceous (Maestrichtian) bivalve assemblages from South Dakota. − Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., **56:** 1100−1113, 4 figs; Tulsa, Okla..

SANDERS, H. L. (1958): Benthic studies in Buzzards Bay. I. Animal-sediment relationships. − Limnol. Oceanogr., **3:** 245−258, 5 figs; Baltimore, Md..

SAVILOV, H. L. (1957): Biological aspect of the bottom fauna groupings of the North Okhotsk Sea. − In: Nikitin, B. N. (ed.): Trans. Inst. Oceanol. Mar. Biol. USSR, **20:** 67−136; Washington, D. C..

SCOTT, R. W. (1974): Bay and shoreface benthic communities in the Lower Cretaceous. − Lethaia, **7:** 315−330, 11 figs; Oslo.

STANTON, R. J., JR. & DODD, J. R. (1976): The application of trophic structure of fossil communities in paleoenvironmental reconstruction. − Lethaia, **9:** 327−342; 10 figs, Oslo.

Zitteliana	18	79-88	München, 30. 4. 1991	ISSN 0373-9627

Quantitative analyses of molluscan communities and taphocoenoses of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico)

By

KARL W. FLESSA and FRANZ T. FÜRSICH*)

With 4 figures in the text

ABSTRACT

Q-mode cluster analysis of samples of the living fauna and of shelly remains reveal groups of samples that correspond to the major habitats of Bahia la Choya. Analysis of samples of the live fauna defines four groups: inner flats and marsh, outer and middle sand flats, rocky flats and channel, and subtidal. Analysis of samples of the shelly remains defines five groups: inner flats, marsh and channel, sandy subtidal, outer and middle sand flats, rocky subtidal, and rocky flats. Post-mortem transportation causes the association of channel samples with marsh and inner flat samples of shelly remains. Extensive time-averaging and the accumulation of diagnostic species in the more diverse samples of shelly remains permits the discrimination of rocky and sandy subtidal samples of shelly remains.

R-mode cluster analysis of species of the living fauna and species present in the shelly remains reveals species associations typical of the major habitats in Bahia la Choya. Analysis of species present in the live fauna defines five species associations: *Cerithium* – *Cardita* (rocky outer flats), *Tagelus* – *Theodoxus* (channel and inner flats), *Lucina* – *Oliva* (mid to outer sand flats), *Tellina* – *Agaronia* (shallow subtidal sand flats), and *Cerithidea* – *Mytella* (salt marsh). Analysis of species in the shelly remains defines 12 clusters, three of which are an artifact of the clustering technique. The remaining nine species clusters conform to the area's major habitats, with more than one species association common within each habitat: *Cardita* – *Caryocorbula* and *Petricola* – *Crucibulum* (both mixed rock and sand flats), *Agaronia* – *Glycymeris*, *Chione californiensis* – *Felaniella*, and *Oliva* – *Parvilucina* (all three occur in sandy, outer flat habitats), *Chione cortezi* – *Modiolus* and *Cerithium* – *Theodoxus* (both occur in the channel), *Nassarius* – *Cerithidea* and *Tagelus* – *Diodora* (both occur in the high intertidal firmgrounds of the marsh and inner flats). Transportation affects the composition of the *Tagelus* – *Diodora* cluster. Time-averaging results in high diversity and increases the resolution of the cluster analysis of the shelly remains.

KURZFASSUNG

Die Q-mode Cluster Analyse von Proben der Lebendfauna und der Taphozönosen ergibt Gruppierungen, die den wichtigsten Habitaten von Bahia la Choya entsprechen. Die Analyse von Proben der Lebendfauna definiert vier Gruppierungen: (1) Innenwatt und Salzmarsch, (2) äußeres und mittleres Sandwatt, (3) Felswatt und Gezeitenrinne und (4) Subtidal. Die Analyse von Proben der Taphozönosen definiert fünf Gruppierungen: (1) Innenwatt, Salzmarsch und Gezeitenrinne, (2) sandiges Subtidal, (3) äußeres und mittleres Sandwatt, (4) felsiges Subtidal und (5) Felswatt. Postmortaler Transport ist die Ursache für die Gruppierung von Taphozönosen der Gezeitenrinne mit denen der Salzmarsch und des Innenwatts. Eine langfristige zeitliche Mitteilung (time-averaging) und die Anhäufung diagnostischer Arten in den artenreicheren Proben der Taphozönosen erlauben die Unterscheidung von Proben des felsigen und sandigen Subtidals.

Die R-mode Cluster Analyse von Arten der Lebendfauna und der Taphozönosen ergibt Assoziationen, die die wichtigsten Habitate von Bahia la Choya charakterisieren. Die Analyse der lebenden Arten führt zu fünf Assoziationen: *Cerithium* – *Cardita* (felsiges Außenwatt), *Tagelus* – *Theodoxus* (Gezeitenrinne und Innenwatt), *Lucina* – *Oliva* (mittleres – äußeres Sandwatt), *Tellina* – *Agaronia* (flaches sandiges Subtidal) und *Cerithidea* – *Mytella* (Salzmarsch). Die Analyse der Arten der Taphozönosen führt zu 12 Gruppierungen, von

* K. W. FLESSA, Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, U. S. A.; F. T. FURSICH, Institut für Paläontologie der Universität, Pleicherwall 1, W-8700 Würzburg, Germany

denen drei ein Kunstprodukt der Cluster-Analyse sind. Die übrigen neun Artengruppierungen entsprechen den wichtigsten Habitaten von Bahia la Choya, wobei jedes Habitat durch mehr als eine Assoziation vertreten ist: *Cardita – Caryocorbula* und *Petricola – Crucibulum* (in Bereichen, in denen Fels- und Sandwatt sich kleinräumig ablösen); *Agaronia – Glycymeris, Chione californiensis – Felaniella* und *Oliva – Parvilucina* (alle drei treten im sandigen Außenwatt auf); *Chione cortezi – Modiolus* und *Cerithium – Theodoxus* (finden sich in der Gezeitenrinne); *Nassarius – Cerithidea* und *Tagelus – Diodora* (kommen in Festgründen des Innenwatts und der randlichen Salzmarsch vor). Schalentransport beeinflußt die Zusammensetzung der *Tagelus – Diodora* Gruppierung. Zeitliche Mittelung der Taphozönosen führt zu einer hohen Diversität und erhöht die Auflösungsschärfe der Cluster-Analyse.

INTRODUCTION

In this paper we use cluster analysis to define groups of samples and species in Bahia la Choya. Cluster analysis is a family of techniques used to objectively place entities into a hierarchical classification. In paleoecology, cluster analysis is often employed in an effort to reveal "natural" groupings of samples or species. When samples are grouped, the geographic distribution of the groups may reveal the geographic distribution of communities. Species groupings help reveal the composition of the communities. Davis (1986) and Anderberg (1973) provide a good introduction to the mathematics of cluster analysis and similar techniques. Cluster analysis programs are frequently available within many popular statistical software packages written for microcomputers and mainframes.

Cluster analysis has been widely employed in taphonomic studies. Particularly good examples can be found in Scott & West (1976). The technique is often used in order to compare the distribution and composition of the live communities to the distribution and composition of communities defined on the basis of only shelly remains. We continue that tradition in this paper. In addition, we illustrate how the taphonomic process of time-averaging may actually enhance the resolution of dendrograms produced by cluster analysis of shelly remains.

METHODS

Our analyses are based on samples of the live fauna and samples containing shelly remains. A full description of field sampling, sample processing, and sample locations is given by Fürsich et al. (this volume). We considered only those species that made up one percent or more of the total number of individuals in the sample. The data are given in Appendices 1–8.

Forty species were found alive in one or more of 92 samples. 119 species occurred as shelly remains in one or more of 101 samples.

We used the SPSS-X package of programs available on the University of Arizona mainframe computer (see Norusis 1985).

We used the cosine Θ measure of similarity to calculate similarity between each pair of samples or species. The cosine Θ measure of similarity recalculates abundances as percentages of the total number of individuals in the sample.

The principle of the cosine Θ similarity measure is illustrated in Fig. 1. Consider a simple case, where two samples, each containing two species are to be compared. The relative abundance of the two species in a sample defines a vector in the two-dimensional space illustrated. The degree of similarity between these two samples can be measured by the cosine of the angle Θ that ist between them. In practice, the number of dimensions is equal to the number of species in both samples, and cosine Θ is an angle measured in n-dimensional space.

The similarity measure takes into account both differences in species composition and differences in the relative abundance of species in common.

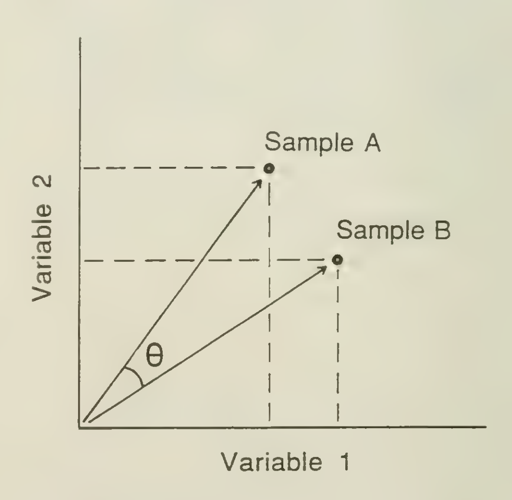


Fig. 1. Example of the cosine Θ similarity index. If Variable 1 is the relative abundance of species 1 and Variable 2 is the relative abundance of species 2, Samples A and B can be considered vectors whose position reflects the relative abundance of the species in the two samples. The angle Θ is a measure of the similitarity of the samples. When the angle between samples equals 0° (when the samples are identical in species composition and relative abundance) then the cosine of Θ equals 1. When the angle between samples equals 90° (when the samples have no species in common) then the cosine of Θ equals 0. Figure from Meldahl (1990).

We used the conventional unweighted pair-group method to form the hierarchical clusters. This methods links samples (or species, or groups of samples or species) according to the greatest average similarity between samples (or species or groups of samples or species). The SPSS-X program rescales the similarity measure to a distance measure that varies from 0 to 25 (labelled "rescaled distance" in Figs. 2 and 3). A small distance value indicates high similarity. A high distance value indicates low similarity.

We use cluster analysis as an exploratory technique. No widely accepted method exists to assign statistical significance to the resulting clusters. The validity of the resulting clusters must be assessed in light of both the appropriateness of the methods and the reasonableness of the ecological and paleoecological interpretations.

ANALYSIS OF SIMILARITY AMONG SAMPLES

The cluster analysis of samples groups sample localities based on their compositional (e. g. faunal) similarity. This is frequently termed a Q-mode analysis. In this mode of analysis, samples of near-identical faunal composition and relative abundance will belong to the same group or cluster. Samples with no species in common will belong to different clusters.

We performed two Q-mode cluster analyses: one grouped samples based on the similarity of the live fauna; the other grouped samples based on the similarity of the shelly remains.

Q-mode analysis of samples containing live fauna

The dendrogram of samples containing live fauna is shown in Fig. 2a. 92 samples contained living species and the clusters distinguish four groups of samples.

1. Inner flats and marsh. These samples come from the firmgrounds of the inner flats and the elevated, firm, vegetated substrates of the marsh.

2. A large group of samples clusters at a high level of similarity and groups samples taken in the outer and middle flats. These samples are from the sandy portions of the mid and low intertidal zone.

3. The rocky flats and channel cluster groups samples taken from areas of hard substrates: either from the rocky flats in the northern part of Bahia la Choya or from the shell pavements in the main tidal channel in the south.

4. The subtidal cluster includes samples taken from the shallow subtidal.

Q-mode analysis of samples containing shelly remains.

The dendrogram of samples containing live fauna is shown in Fig. 2b. 101 samples contained shelly remains and the clusters distinguish five groups of samples.

1. Samples from the inner flats, marsh, and channel form a distinct cluster. These samples are from areas of firm (inner flats and marsh) or hard substrates and are often dominated numerically by individuals of either *Cerithium stercusmuscarum* or *Cerithidea mazatlanica*.

2. Sandy subtidal samples group together. These samples come from the shallow subtidal in the sandy, southern of Bahia la Choya.

3. Samples from the outer and middle flats form a large cluster. These samples range from the mid to low intertidal and are typically from sandy substrates.

4. A group of samples from the rocky subtidal forms a distinct cluster. These samples are from the rocky, northern part of Bahia la Choya.

5. Samples from the rocky flats comprise the fifth cluster. These samples typically contain encrusting, nestling or boring species. Samples come from the hard substrates of the northern part of Bahia la Choya and from a few isolated outcrops in the southern portion of the area.

Discussion

Both Q-mode cluster analyses display a common pattern: adjacent samples tend to cluster together. This pattern is a consequence of the fact that adjacent samples tend to have a similar faunal composition. In the cluster analysis of samples containing live fauna, this results from similar habitat preferences. In the analysis of the shelly remains, both original habitat preferences and common response to taphonomic processes cause the close association of nearby samples.

Both analyses reveal habitat-based clusters. Clusters are composed of samples from similar substrates and similar durations of tidal exposures.

The cluster analyses differ somewhat in the specific habitat groupings that are formed. Both distinguish a large group of samples from the outer and middle flats, an area of rippled sand extending from the mid-intertidal to the low intertidal. Both analyses serve to distinguish samples from the subtidal zone. These samples form a single cluster when based on the living fauna. Analysis of the shelly remains serves to distinguish samples from the rocky subtidal from those of the sandy subtidal.

Samples from the tidal channel are included with the rocky flats samples in the analysis of the live fauna. Analysis of the shelly remains, however, places tidal channel samples together with samples from the inner flats and marsh. The inclusion of channel samples with inner flat and marsh samples in the dendrograph of shelly remains may be a consequence of the "contamination" of tidal channel samples with many individuals of *Cerithidea mazatlanica* that are transported from within the marsh. Among samples containing living speci-

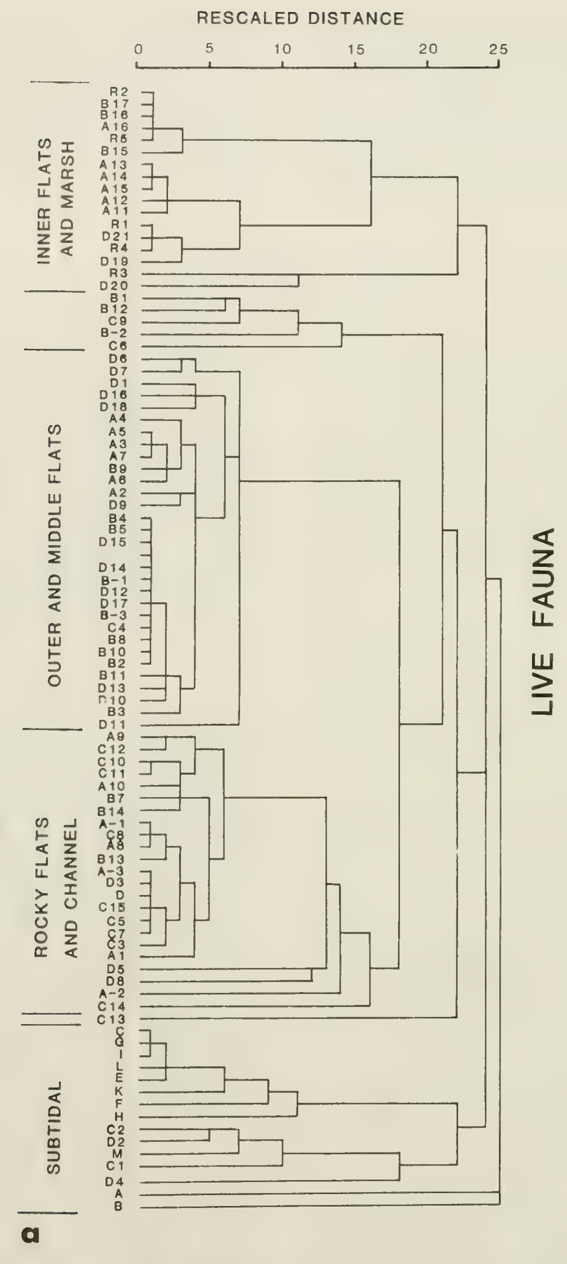
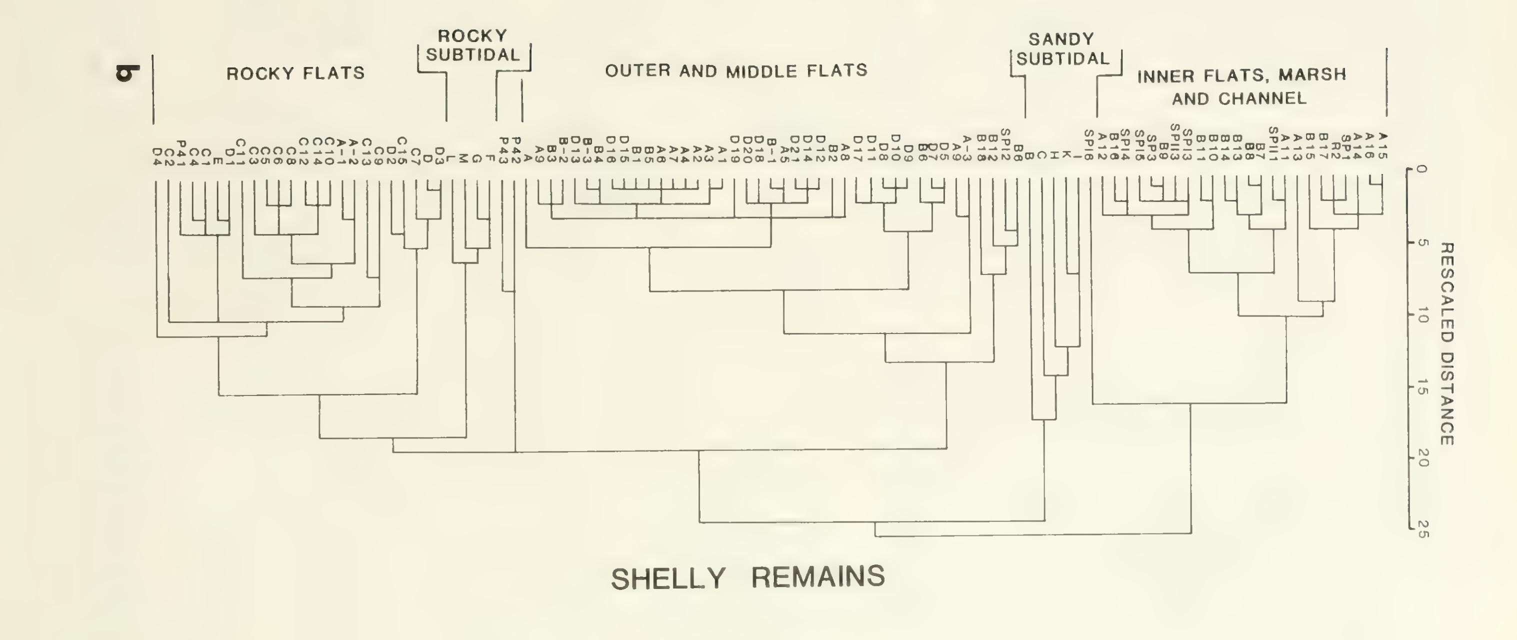


Fig. 2. a. Dendrogram of Q-mode cluster analysis of samples containing live fauna. b. Dendrogram of Q-mode cluster analysis of samples containing shelly remains. See text for explanation and discussion. Figure from FÜRSICH & FLESSA (1987).


b
ROCKY FLATS
ROCKY SUBTIDAL
OUTER AND MIDDLE FLATS
SANDY SUBTIDAL
INNER FLATS, MARSH AND CHANNEL
RESCALED DISTANCE
0
5
10
15
20
25
SHELLY REMAINS

mens, the rocky flats and channel are characterized by relatively large populations of both *Cerithium stercusmuscarum* and *Theodoxus luteofasciatus* – grazing gastropods that feed on the algae growing on the rocky substrates of the northern flats or on the shell pavement that lines the tidal channel.

Dendrograms from Q-mode cluster analyses of shelly remains are often evaluated according to how well they match the dendrographs of analyses based on the living fauna. By this qualitative standard, they match reasonably well, differing principally in the inclusion of channel samples with rocky flat samples in one analysis (of the live fauna), and with inner flat and marsh samples in the other analysis (of the shelly remains). This particular mis-match is evidence of taphonomic processes. We interpret the clustering pattern in the analysis of shelly remains to reflect the transportation of *Cerithidea mazatlanica* shells from the marsh to the channel and inner flats.

In general, the good match is evidence that post-mortem processes do not completely redistribute shelly remains in a homogeneous fashion.

The cluster analysis of shelly remains may also be evaluated according to its power of resolution. By this standard, the cluster analysis does quite well because it serves to distinguish two groups of subtidal samples, rather than the one revealed in the analysis of the live remains. The greater resolution of habitats possible with shelly remains is a consequence of the much higher diversity of shelly remains. The greater number of species present among the shelly remains results from extensive time-averaging. Rare or transient species that may be diagnostic of particular habitats are more likely to be found in time-averaged accumulations of shells.

Our interpretation and comparison of the two dendrograms reveals that one taphonomic process (transportation) may serve to obscure important habitat distinctions – in the case of the channel samples. However, another taphonomic process (time-averaging) serves to enhance the resolution of habitats – in the case of the discrimination of the subtidal samples. This latter phenomenon is a good example of how taphonomic effects may add important information to a paleoenvironmental analysis.

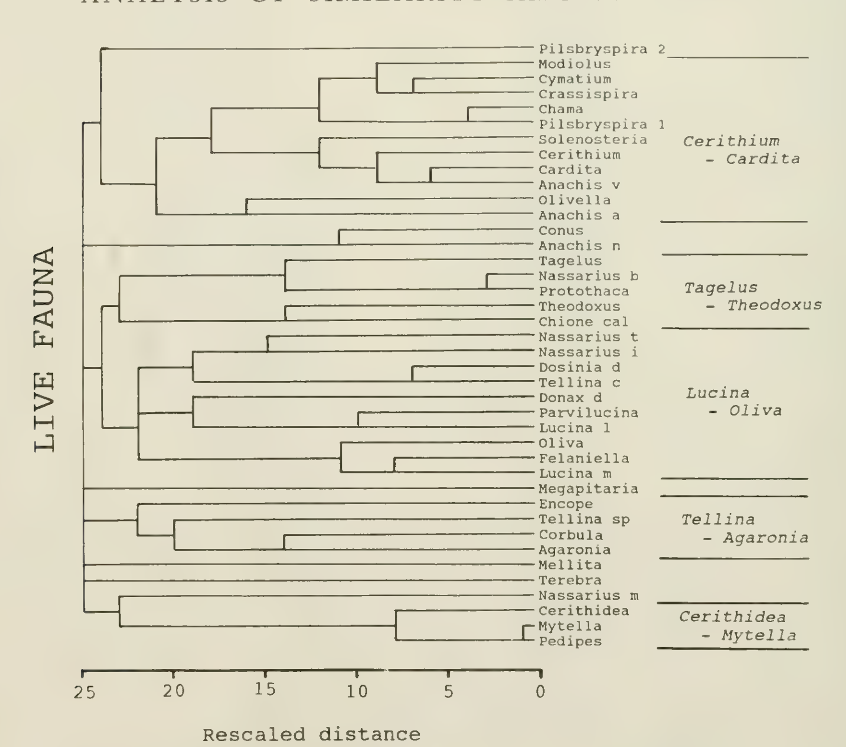


Fig. 3. Dendrogram of R-mode cluster analysis of species found alive in one or more samples. Italicized names indicate names given to species associations. See text for explanation and discussion.

The cluster analysis of species occurrences groups species together based on the degree to which they co-occur in samples. This is frequently termed an R-mode analysis. In this mode of analysis, species that invariably occur in the same samples will belong to the same group or cluster. Species which never occur in the same sample will be found in different clusters.

We performed two R-mode cluster analyses: one grouped living species based on their co-occurrences among the samples; the other grouped species of shell remains based on their co-occurrences among our samples.

R-mode analysis of species found alive in samples

The dendrogram of the 40 species found alive in one or more of our samples in shown in Fig. 3. The clusters form at relatively low levels of similarity, forming five species associations.

1. The *Cerithium* – *Cardita* association is characterized by epifaunal gastropods and nestling or encrusting bivalves. Members of this association are most common in the mixed rock and sand flats of the low intertidal in the northern part of the bay.

2. The *Tagelus* – *Theodoxus* association also includes two common shallow-infaunal venerid bivalves, *Chione californiensis* and *Protothaca grata* and the epifaunal gastropod *Nassarius brunneostoma*. These species typically occur in the vicinity of the main tidal channel and in the firmgrounds of the middle to inner flats.

3. The *Lucina* – *Oliva* association is dominated by the small infaunal bivalves *Felaniella, Lucina lampra, Lucina mazatlanica,* and *Parvilucina*. The gastropods *Oliva spicata* and *Nassarius iodes* are also typical. This assemblage is typical of the mid to outer sandflats of the low intertidal.

4. The *Tellina* – *Agaronia testacea* association is characterized by the shallow-burrowing echinoid *Encope micropora* and the shallow-burrowing gastropod *Agaronia testacea*. Members of this association typically occur in the shallow subtidal and lowest intertidal of the outer flats.

5. The *Cerithidea* – *Mytella* association consists of three species typical of the marsh/estero.

R-mode analysis of species found as shelly remains in samples

The dendrogram of the 119 species present in one or more sample of the shelly remains is shown in Fig. 4. The clusters form at relatively high levels of similarity, forming twelve species associations.

1. The *Tellina* – *Pteria* association is dominated by shallow burrowing and epifaunal bivalves. Many of the species are characteristic of the shallow subtidal of the mixed sandy and rocky flats of the northern part of Bahia la Choya.

2. The *Cardita* – *Caryocorbula* association is composed of dominantly hard substrate bivalves (either nestlers or cementers) and epifaunal gastropods. This association is often found in the low intertidal and shallow subtidal mixed rock and sand flats of the northern part of Bahia la Choya.

3. The *Petricola* – *Crucibulum* association is also composed of bivalves and gastropods typical of hard substrates (e. g. the two name-giving genera), plus a few species of small, shallow-burrowing bivalves. This association occurs in the mixed rock and sand flats in the shallow subtidal of the northern part of Bahia la Choya.

4. The *Chione cortezi* – *Modiolus* association is most frequently found in along the main tidal channel.

5. The *Chione californiensis* – *Felaniella* association is dominated by shallow-burrowing bivalves that typically occur in the mid to outer sand flats of the southern portion of Bahia la Choya.

6. The *Oliva* – *Parvilucina* association is dominated by species typical of the middle to outer sand flats. The inclusion of the hard substrate species *Vermetus* and *Crassostrea*, however, is a puzzle.

6a. *Nassarius brunneostoma* and *Cerithidea mazatlanica* form a distinct subgroup with the *Oliva* – *Parvilucina* cluster. *N. brunneostoma* and *C. mazatlanica* typically occur in inner flat areas.

7. The *Cerithium* – *Theodoxus* association. These two gastropods, together with *Nassarius iodes*, are commonly found in the main tidal channel and on the firmgrounds of the inner flat.

8. The *Agaronia* – *Glycymeris* association consists of species typical of the outer sand flats.

9. The *Anomia* – *Crepidula* association is dominated by encrusting species. This assemblage is suspect because it is defined principally by co-occurrence within a single subtidal sample.

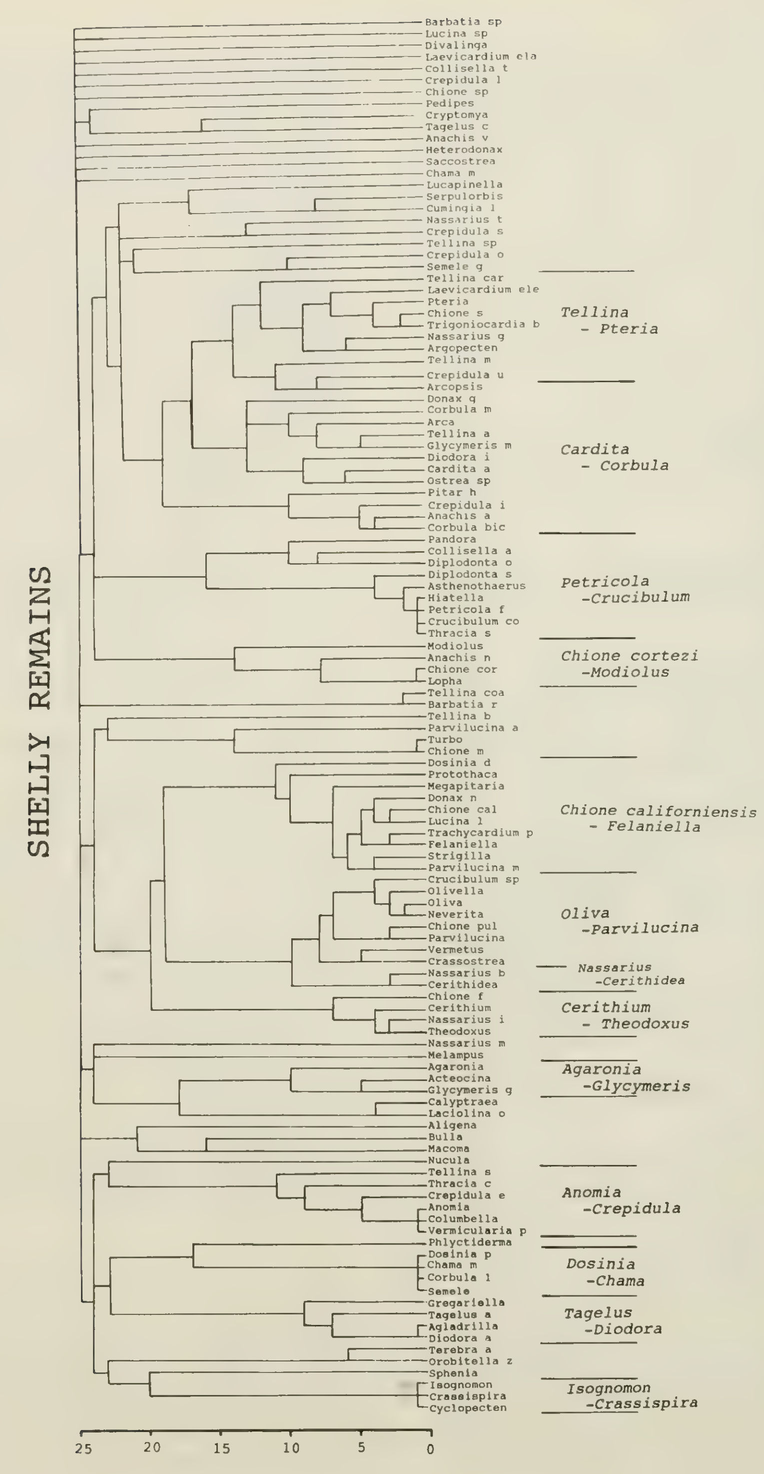
10. Species in the *Dosinia* – *Chama* association are typically found in the lowest intertidal and shallow subtidal of the sandy and rocky outer flats. However, this association is defined largely by the influence of a single, subtidal sample.

11. The *Tagelus* – *Diodora* association is a mixture of species inhabiting the inner flats near vegetated areas (*Tagelus* and *Gregariella*) and those washed out of the spit deposits at the strand line (*Diodora* and *Agladrillia*).

12. The *Isognomon* – *Crassispira* association is an outer flat, shallow subtidal assemblage found on the mixed rock and sand substrates of the northern part of Bahia la Choya. This assemblage is suspect because it is defined by the co-occurrence of three species in a single sample.

Discussion

The most dramatic difference between the two dendrographs is their size. Only 40 species were found alive in sufficient abundance in one or more sample. Almost three times as many (119) occurred in sufficient relative abundance (more than 1 %) in samples of shelly remains. The difference in diversity is a consequence of time-averaging. The very low sedimentation rates in Bahia la Choya permit the accumulation of the shells of rare and infrequent species.


SHELLY REMAINS
Barbatia sp
Lucina sp
Divalinga
Laevicardium ela
Collisella t
Crepidula l
Chione sp
Pedipes
Cryptomya
Tagelus c
Anachis v
Heterodonax
Saccostrea
Chama m
Lucapinella
Serpulorbis
Cumingia l
Nassarius t
Crepidula s
Tellina sp
Crepidula o
Semele g
Tellina car
Laevicardium ele
Pteria
Chione s
Trigoniocardia b
Nassarius g
Argopecten
Tellina m
Crepidula u
Arcopsis
Donax g
Corbula m
Arca
Tellina a
Glycymeris m
Diodora i
Cardita a
Ostrea sp
Pitar h
Crepidula i
Anachis a
Corbula bic
Pandora
Collisella a
Diplodonta o
Diplodonta s
Asthenothaerus
Hiatella
Petricola f
Crucibulum co
Thracia s
Modiolus
Anachis n
Chione cor
Lopha
Tellina coa
Barbatia r
Tellina b
Parvilucina a
Turbo
Chione m
Dosinia d
Protothaca
Megapitaria
Donax n
Chione cal
Lucina l
Trachycardium p
Felaniella
Strigilla
Parvilucina m
Crucibulum sp
Olivella
Oliva
Neverita
Chione pul
Parvilucina
Vermetus
Crassostrea
Nassarius b
Cerithidea
Chione f
Cerithium
Nassarius i
Theodoxus
Nassarius m
Melampus
Agaronia
Acteocina
Glycymeris g
Calyptraea
Laciolina o
Aligena
Bulla
Macoma
Nucula
Tellina s
Thracia c
Crepidula e
Anomia
Columbella
Vermicularia p
Phlyctiderma
Dosinia p
Chama m
Corbula l
Semele
Gregariella
Tagelus a
Agladrilla
Diodora a
Terebra a
Orobitella z
Sphenia
Isognomon
Crassispira
Cyclopecten
Tellina - Pteria
Cardita - Corbula
Petricola -Crucibulum
Chione cortezi -Modiolus
Chione californiensis - Felaniella
Oliva -Parvilucina
Nassarius -Cerithidea
Cerithium - Theodoxus
Agaronia -Glycymeris
Anomia -Crepidula
Dosinia -Chama
Tagelus -Diodora
Isognomon -Crassispira
25
20
15
10
5
0
Rescaled distance

The greater number of species among the shelly remains also includes several species found only in one sample. These species are those that do not form subgroups and join the dendrograph only at very low levels of similarity. These are the species listed at the top of the dendrogram.

When two or more species co-occur in a single sample but occur in no other samples, the resulting high similarity among the species may result in a distinct cluster. These single-sample clusters (e. g. the *Dosinia – Chama* and *Isognomon – Crassispira* associations described above) should be considered suspect. Such clusters are based on rare species that occur in only one sample and should not be accorded much significance. In a sense, they represent accidents of species distributions and sampling.

The greater number of associations distinguished by the analyses of the shelly remains is a simple consequence of the greater diversity of species found among the shelly remains. More species (119 vs. 40) in more samples (92 vs. 101) will tend to produce more clusters.

Species in the living fauna form five clusters which roughly correspond to major habitats within Bahia la Choya. The *Cerithium – Cardita* association is typical of the hard substrates of the outer flats and the shell pavements of the tidal channel. The *Tagelus – Theodoxus* association is common along the tidal channel and inner flats. The middle and outer sand flats fauna typically includes members of the *Lucina – Oliva spicata* association. The *Tellina – Agaronia* association occurs in the shallow subtidal. The *Cerithidea – Mytella* association characterizes marsh habitats.

Associations formed by species found among the shelly remains also conform to Bahia la Choya's principal habitats. In many cases, however, more than one association occurs within a single habitat. Sandy, outer flat habitats contain three associations (*Agaronia – Glycymeris, Chione californiensis – Felaniella* and *Oliva – Parvilucina*), and the mixed rock and sand habitat of the low intertidal and subtidal includes three associations (*Tellina – Pteria, Cardita – Caryocorbula* and *Petricola – Crucibulum*). Two associations are commonly found in the channel (*Chione cortezi – Modiolus* and *Cerithium – Theodoxus*). The high intertidal firmgrounds of the inner flats include two associations (*Nassarius – Cerithidea* and *Tagelus – Diodora*). We dismiss the environmental significance of the remaining associations because they are often based on a single sample.

We interpret the greater resolution of the dendrogram of shelly remains as a result of the time-averaged nature of the shelly deposits. The long time during which shells have accumulated has allowed the accumulation of species diagnostic of the area's habitats and sub-habitats. Many of these species were probably not contemporaneous, but were nevertheless characteristic of a relatively limited set of environmental conditions. Samples of species that happen to be alive during a particular sampling interval are not likely to include all of the species that might inhabit the habitat over an extensive time interval. We are tempted to argue, therefore, that – as long as no environmental changes are involved – time-averaged samples provide a better means by which to discriminate habitats than samples that represent an "instant" in time. This would be the case in general only if between-habitat transportation was negligible.

The effects of transportation are evident in some of the associations formed from species in the shelly remains. For example, the *Tagelus – Diodora* association contains species that are winnowed out at the strandline of the spit. Thus, species from the spit deposits are recycled back into active sedimentary environments. The *Oliva – Parvilucina* association includes some species more characteristic of rocky substrates. Those species may have been transported in form the adjacent rocky flats.

CONCLUSION

We conclude that cluster analysis of shelly remains is an effective exploratory tool in paleoenvironmental analysis. A good correspondence exists between clusters based on the distribution of live fauna and the clusters based on the distribution of shelly remains.

The composition and distribution of the Bahia la Choya taphocoenoses is a function of both original species distributions, the original species composition of habitats and the taphonomic processes of time-averaging and transportation. Of the two taphonomic processes, time-averaging appears to exert the greatest effect. One beneficial side effect of time-averaging is the greater resolution achieved with cluster analysis of shelly remains. Time-averaged samples of shelly remains are more likely to contain environmentally diagnostic species.

Because both species composition and taphonomic processes vary significantly from habitat to habitat, the geographic distribution of the taphocoenoses, as shown in the dendrogram, is an excellent indicator of important habitat differences within Bahia la Choya. With the exception of species associations resulting from co-occurrence in single samples, species associations defined by cluster analysis permit the recognition of environmentally sensitive taphocoenoses.

◀ Fig. 4. Dendrogram of R-mode cluster analysis of species found as shelly remains in one or more samples. Italicized names indicate names given to species associations. See text for explanation and discussion.

REFERENCES

ANDERBERG, M. R. (1973): Cluster Analysis for Applications. – 359 pp., Academic Press, New York.

DAVIS, J. C. (1986): Statistics and Data Analysis in Geology. – 646 pp., John Wiley and Sons, New York. (2nd edit.)

FÜRSICH, F. T. & FLESSA, K. W. (1987): Taphonomy of tidal flat molluscs in the northern Gulf of California: Paleoenvironmental analysis despite the perils of preservation. – Palaios, **2**, 543–559, Tulsa, OK.

FÜRSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. & SCHÖDLBAUER, S. (1991): Sedimentary habitats and molluscan faunas of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18**, 5–51, 10 pls, München.

MEHLDAHL, K. H. (1990): Paleoenvironmental and stratigraphic implications of taphonomic processes: Case studies from Recent and Pleistocene marine environments. – 217 pp., unpublished Ph. D. Dissertation, University of Arizona, Tucson, AZ.

NORUSIS, M. J. (1985): SPSS-X Advanced Statistics Guide. – 505 pp., McGraw-Hill, New York.

SCOTT, R. W. & WEST, R. R. (eds) (1976): Structure and Classification of Paleocommunities. – 291 pp., Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania.

Zitteliana	**18**	89–133 Seiten	6 Tafeln	München, 30. 4. 1991	ISSN 0373-9627

Taphonomy of the Recent molluscs of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico)

By

ANDREAS FEIGE & FRANZ T. FÜRSICH *)

With 24 figures in the text and 6 plates

ABSTRACT

The "target genera" *Protothaca, Chione, Dosinia, Tagelus, Cerithium, Cerithidea* and *Encope* have been used to study taphonomic differences between the subenvironments of a sandy tidal flat at Bahia la Choya near the head of the Gulf of California. The most important taphonomic agents (e. g. physical abrasion, bioerosion, encrustation) are identified and briefly discussed. The degree of taphonomic alteration of shells expressed by loss of ornament, loss of color, fragmentation, encrustation, boring, shell solution, and sorting was calculated semi-quantitatively for each target genus and each subenvironment (outer, mid, inner flat, outer, mid, and salt marsh channel). Because taphonomic features vary between various subenvironments, taphofacies, corresponding to subenvironments can be distinguished.

Applying the taphonomic approach to subrecent shell banks, shelly beachrock, and shelly Pleistocene rocks, we demonstrate that taphonomic features are a very useful tool for reconstructing ancient environments.

KURZFASSUNG

Vertreter der Molluskengattungen *Protothaca, Dosinia, Chione, Tagelus, Cerithium, Cerithidea* und des Seeigels *Encope* aus verschiedenen Submilieus eines Sandwatts im nördlichen Golf von Kalifornien wurden auf Unterschiede ihrer taphonomischen Merkmale hin untersucht. Die wichtigsten Faktoren (Abrasion, Bioerosion, Inkrustierung) werden identifiziert und kurz beschrieben. Taphonomische Veränderung von Schalen äußert sich durch Verlust von Oberflächenskulptur, Farbverlust, Fragmentierung, Inkrustierung, Anbohrung, Schalenlösung und Sortierung. Diese Veränderungen wurden für jede Zielgattung und in jedem Submilieu (Außen-, Mittel-, Innenwatt, Gezeitenrinne im Außenwatt, Mittelwatt und in der Salzmarsch) semiquantitativ erfaßt. Da sich die einzelnen Submilieus anhand ihrer taphonomischen Merkmale unterscheiden lassen, entsprechen sie verschiedenen Taphofazies.

Übertragen auf eine subrezente Schill-Barre, einen Beachrock, sowie Schillagen in Sandsteinen jungpleistozänen Alters erweist sich der taphonomische Ansatz für die Rekonstruktion von Ablagerungsräumen als sehr brauchbar.

INTRODUCTION

The significance of taphonomy for interpreting geological data is twofold: In estimating the degree of taphonomic distortion fossil assemblages have been subject to, we are able to evaluate their usefulness for paleoecological analysis. In addition, taphonomic criteria themselves may be excellent tools for reconstructing ancient environments. This second aspect of taphonomy, although pursued by German paleontologists and geologists for a long time (see reviews by MULLER 1963, 1979) has been recognised by a wider audience only in the last few years. For example, facies and fossil concentrations have been classified according to taphonomic criteria (SPEYER & BRETT 1986, KIDWELL et al. 1986); and taphonomic gradients were used in interpreting skeletal concentrations (FÜRSICH & OSCHMANN 1986, NORRIS 1986). The study of taphonomic processes in present-day environments is essential for taphonomic interpretations of ancient sediments and rocks (e. g. SCHÄFER 1962). Consequently, the present paper considers taphonomic aspects of a Recent depositional system. The questions which we address are: To what extent is the shelly fauna of the

*) A. FEIGE, F. T. FÜRSICH, Institut für Paläontologie der Universität, Pleicherwall 1, W-8700 Würzburg, Germany.

taphocoenosis distorted by taphonomic agents? What is the nature of these agents? Finally, how much can taphonomy contribute to environmental analysis?

The environmental setting is a tidal flat complex near the head of the Gulf of California. Here a rich subtropical molluscan fauna provides an ideal object for taphonomic study.

GEOGRAPHY AND ENVIRONMENTS OF BAHIA LA CHOYA

Bahia la Choya is a small, partially protected bay north of Puerto Peñasco on the northeast coast of the Gulf of California (Fig. 1). It is the smallest and southernmost bay of a larger bay system called Bahia Adair, situated about 100 km southeast of the Colorado delta. There is no freshwater influx into the bay and the part of it called estero does not refer to an estuary, but a salt marsh complex. The bay is bordered on the south by Mesozoic granites and on the east by the Sonoran desert. In places, Pleistocene sandstones and shelly conglomerates crop out in the immediate vicinity of the bay and on the tidal flat. In the northeastern part, Pleistocene deposits form a distinct terrace and are overlain by a 30 cm thick shelly beach rock.

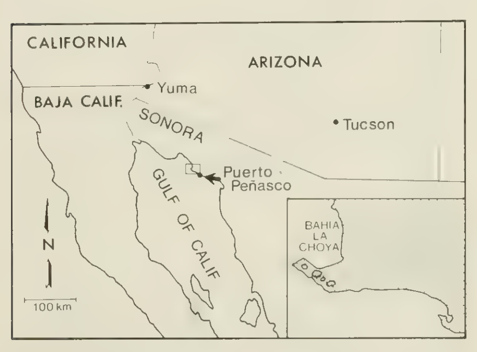


Fig. 1: Locality map.

Bahia la Choya is a macrotidal system. During spring low tide more than 10 km² of tidal flats are exposed. Net rates of sedimentation are very low so that in the northern part of the bay large areas of Pleistocene are exposed or overlain by only a few centimetres of sediment. The southern part of the bay receives more sediment, but even there, sediment thickness probably does not exceed 2–3 m. The shelly remains of the rich subtropical fauna therefore form highly time-averaged assemblages.

The tidal flat complex (Fig. 2) can be subdivided into an outer flat characterized by large sand waves and sandy substrates, a mid flat with a flat surface covered with current and mixed wave/current ripples, and an inner flat exhibiting a mesita-like topography and consisting of silty, fine sand. The consistency of the latter is fairly firm. To the east, the beach is formed by a shelly spit which is more than 3 m high and up to 100 m wide. It consists nearly exclusively of shells and shell debris which are of a mixed subtidal-high intertidal origin. The spit separates most of the salt marsh from the intertidal flat. The salt marsh is vegetated by *Salicornia* and several other halophytes and intersected by an anastomosing channel ("estero channel") which drains the marsh and is the only major tidal channel of Bahia la Choya. Deeply incised in the marsh, it is shallow across the sandy intertidal flat. The channel contains poorly sorted shells and gravels which occur as megaripples (marsh) or form small bars (tidal flat). Where the channel cuts through the spit shell material from the spit is reworked, and is either deposited on the adjacent inner flat as a lobe (comparable to an ebb-tidal delta), or transported seaward and incorporated into the taphocoenoses of the tidal flat.

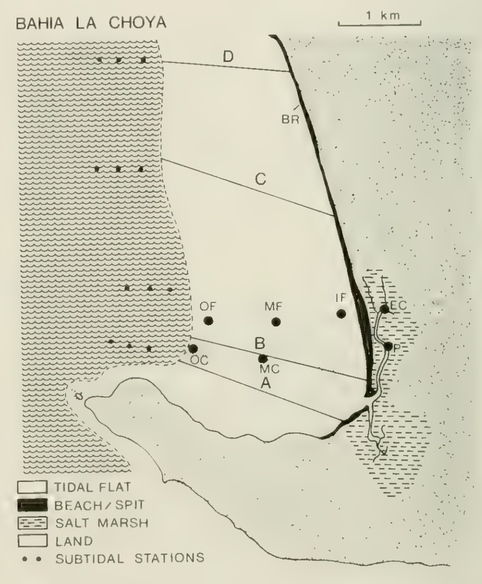


Fig. 2: Map of Bahia la Choya showing sampling stations for the target genera and location of the four transects (A–D). Dotted: desert; stippled: salt marsh; black: spit; stippled line: spring low tide mark. OF: outer flat; MF: mild flat; IF: inner flat; OC: outer channel; MC: mid channel; EC: estero channel; P: Pleistocene locality discussed in the text; BR: beachrock.

The Pleistocene rocks are usually shell-rich. According to HERTLEIN & EMERSON (1956) they are Late Pleistocene in age.

A more detailed description of environments and fauna of Bahia la Choya is found in FÜRSICH et al. (this volume). Details on the sedimentology and paleoecology of the Pleistocene rocks are found in ABERHAN & FÜRSICH (this volume).

METHODS

Taphonomic data were collected in two ways: Most of the taphonomic analyses are based on collections of seven target genera (Table 1). These were selected from the rich macroinvertebrate fauna according to the following criteria: (1) they represent typical elements of the various subenvironments of the tidal flat, (2) they are common, and (3) they differ in life habits and mineral composition (in order to evaluate the influence of these factors on their taphonomic history). The target genera were collected from each of the following subenvironments: outer flat, mid flat, inner flat, outer channel, mid channel, and estero channel. In addition, to document changes in the degree of encrustation, boring, and general shell preservation, bulk samples were taken every 100 m along four transects from the very shallow subtidal to the salt marsh (for sampling methods see FÜRSICH et al., this volume). These data are based on all the individuals of mollusc species present.

Table 1. Occurrence and autecology of target species.
S: subtidal; OF: outer flat; MF: mid flat; IF: inner flat; OC: outer channel; MC: mid channel; EC: estero channel; si: shallow infaunal; di: deep infaunal; m: mobile; e: epifaunal; s: suspension-feeder; df: detritus-feeder; h: herbivore.

Taxa	Occurrence							Life	Habit
Bivalves									
Chione californiensis (BRODERIP)	S?	OF	MF	–	–	–	–	si	s
Chione fluctifraga (SOWERBY)	–	–	MF	IF	–	–	EC?	si	s
Chione pulicaria (BRODERIP)	S?	OF	MF	–	–	–	–	si	s
Dosinia ponderosa (GRAY)	S	–	–	–	–	–	–	si	s
Protothaca grata (SAY)	–	–	–	–	–	MC	EC?	si	s
Tagelus (Tagelus) affinis (ADAMS)	S	OF	MF	IF	–	–	EC?	di	s
Tagelus (Tagelus) californianus (CONRAD)	–	–	MF	IF	–	–	EC?	di	s
Tagelus (Mesopleura) politus (CARPENTER)	–	–	MF	IF	–	–	EC	di	s
Gastropods									
Cerithium stercusmuscarum (VALENCIENNES)	S	OF	F	–	OC	MC	EC?	me	h
Cerithidea mazatlanica (CARPENTER)	–	–	–	IF	(+marsh)		EC	me	df
Echinoderms									
Encope grandis (AGASSIZ)	S	OF	–	–	–	–	–	si	df
Encope micropora (AGASSIZ)	S	OF	–	–	–	–	–	si	df

Each shell was examined under the binocular microscope for traces of the various taphonomic processes. The magnitude of taphonomic alteration was estimated semi-quantitatively by assigning shells to alteration classes. Where applicable, the biotic agents (e. g. the various boring organisms) were identified. Percentage or absolute figures always refer to the number of affected shells and do not give the number of biotic agents (such as the number of encrusting *Schizoporella*).

Diagenetic changes of hard parts were investigated using acetate peels, thin-sections and SEM samples. Resin casts were made to distinguish various types of clionid borings.

TAPHONOMIC PARAMETERS

The following taphonomic parameters were investigated: loss of ornament, loss of color, boring, encrustation, fragmentation, articulation, inorganic dissolution, and maceration.

Loss of ornament regardless whether caused by bioerosion or physical wear (abrasion) was grouped into four alteration classes:

class 0: no macroscopically visible alteration; even exposed elements of shell sculpture (e. g. ribs) still possess lustre;

class I: slight to moderate alteration; loss of lustre at exposed elements of shell ornament;

class II: medium to strong alteration; exposed elements of shell ornament strongly reduced, but their shape and position still clearly visible;

class III: very strong alteration; shell ornament hardly noticeable to completely abraded.

The various alteration classes are illustrated in Pl. 1, Fig. 1.

Grazing traces made by herbivorous molluscs are a part of bioerosion, and as such are included in the four alteration classes mentioned above. To provide additional information, they have also been noted separately. Two classes, depending on presence or absence of grazing traces have been distinguished.

Loss of color is caused by abrasion as well as by chemical and biochemical changes in the organic matrix of the shells. Three alteration classes were distinguished:

class 0: no loss of color;

class I: fading of color or total loss of color in places;

class II: total loss of color throughout the shell.

Encrustation is caused largely by serpulids, bryozoans, vermetid gastropods, cirripeds, foraminifera and crustose corallinacean algae. The following encrustation classes were recognised:

class 0: no encrustation;
class I: up to one-third of shell area encrusted;
class II: more than one-third of shell area encrusted.

Boring is caused by clionid sponges, polychaetes, bivalves, bryozoans and thallophytes. The last group has not been incorporated in the semi-quantitative analysis. Four preservation classes were distinguished:

class 0: shells not attacked by macroboring organisms;
class I: up to one-third of shell area bored;
class II: between one- and two-thirds of shell area bored;
class III: more than two-thirds of shell area bored.

Fragmentation is caused by water energy, predators and scavengers. The following fragmentation classes were recognised:

class 0: no fragmentation;
class I: shell margin indented or small bits of shell broken off;
class II: shell fragmented (only those shell fragments identified to the generic level are considered here).

The degree of articulation has been expressed by percentage figures, the right-left valve ratio of shells as quotient.

To describe the intensity of inorganic shell dissolution three classes were recognised:

class 0: no dissolution of shells;
class I: weak dissolution, microborings slightly enlarged;
class II: strong shell dissolution.

Maceration describes a state of preservation of hard parts in which the individual crystallites disintegrate through the decay of the organic matrix (Lewy 1981). Maceration was registered as present or absent.

ALTERATION INDICES

From the semi-quantitatively registered taphonomic alterations (alteration classes 0 to Y) alteration indices were calculated. Initially, this was done for each target genus in each of the subenvironments (= I_G) (1). Then, taking into account the relative abundance of the target genera, an alteration index for each taphonomic parameter in each subenvironment (= I_s) was calculated using I_G (2).

Table 2: Alteration indices; abbreviations and minimum-maximum values

Alteration	Index	Minimum-Maximum Values
loss of ornament	I_A	0–3
grazing	I_{Gr}	0–1
boring	I_B	0–3
encrustation	I_E	0–2
loss of color	I_C	0–2
fragmentation	I_F	0–2

The alteration indices are a measure of the average effects of the taphonomic agents. The index maxima for the various taphonomic parameters are given in Table 2.

$$(1)\quad I_G = (N_G)^{-1} \times \sum_{i=0}^{y} n_i\, AD_i$$

where N_G = number of investigated shells per target genus and subenvironment
y = maximum alteration class
n_i = number of shells in the *i*th alteration class
AD_i = number of the *i*th alteration class (= 0 to y)

$$(2)\quad I_S = (N)^{-1} \times \sum_{i=1}^{x} I_{G\,i}\, N_{G\,i}$$

where N = number of all investigated shells per subenvironment
$I_{G\,i}$ = alteration index of the *i*th target genus
$N_{G\,i}$ = number of investigated shells of the *i*th target genus.

The range of shell alteration is demonstrated by the target taxa *Chione californiensis* (Pl. 1, Fig. 1), *Tagelus* sp. (Pl. 1, Fig. 2), *Cerithidea mazatlanica* (Pl. 1, Fig. 3), *Encope grandis* (Pl. 2, Fig. 1), *Cerithium stercusmuscarum* (Pl. 2, Fig. 7), and *Dosinia ponderosa* (Pl. 4, Fig. 1).

TAPHONOMIC AGENTS

BORING ORGANISMS

The usefulness of boring organisms for paleoecological and paleobathymetric analysis has been demonstrated repeatedly (e. g. Boekschoten 1966, Bromley 1978, Golubic et al. 1975, Swinchatt 1969, Vogel et al. 1987, Warme 1975). This usefulness is enhanced by the high fossilization potential and autochthony of borings. (The latter feature is not necessarily true where borings are made in shells which can undergo extensive transport.)

Here we briefly discuss the various groups of borers occurring in Bahia la Choya and the morphology of their borings.

Endophytes (Pl. 2, Fig. 4) comprise boring algae as well as bacteria and fungi. Their tunnel systems vary between 1 and 100 μm. Endophytes colonise new substrates very rapidly; boring activity can be demonstrated after 9 days, and within 4 months the whole surface is colonised, whereby the areal size is of subordinate significance only (Perkins & Tsentas 1976). Hard parts which do not show any signs of endophytes despite favorable environmental conditions cannot have rested on the sea floor for more than a few days before becoming buried.

Clionid sponges create a multibranched network of small chambers which are connected by more or less distinct

intercameral canals. Sponge borings (Pl. 3, Figs 1–7) are accommodated in the ichnogenus *Entobia* within which various ichnospecies can be distinguished, based on a number of morphological features such as shape and arrangement of chambers, and presence and dimensions of intercameral canals (BROMLEY & D'ALESSANDRO 1984). In Bahia la Choya, three ichnospecies of *Entobia* have been found: *E. laquaea*, *E. megastoma*, and *E. paradoxa* (Table 3, Pl. 3, Figs 1–7).

Polychaetes of the family Spionidae bore chemically as well as mechanically. Members of the genus *Polydora* create simple to meandering U-shaped borings whereby the tunnels (with a diameter of 1–2 mm) are separated by a spreite. Three ichnotaxa occur in Bahia la Choya: *Caulostrepsis* (Pl. 2, Fig. 6), *Maeandropolydora*, and *Helicotaphrichnus commensalis* (KERN, GRIMMER & LISTER).

Table 3. Boring sponges and bivalves and their zonation across tidal flat.
+: present; (+): rare; O: absent; OF: outer flat; MF: mid flat; IF: inner flat; OC: outer channel; MC: mid channel; EC: estero channel.

Ichnotaxon	Zootaxon	Subenvironments					
Porifera		OF	MF	IF	OC	MC	EC
Entobia laquaea (BROMLEY & D'ALESSANDRO)	*Cliona* cf. *viridis* (GRAY)	+	+	O	+	+	(+)
E. megastoma (FISCHER)	*C.* cf. *megastoma* (FISCHER)	+	O	O	(+)	O	O
E. paradoxa (FISCHER)	*C.* cf. *paradoxa* (FISCHER)	(+)	O	O	O	O	O
Bivalvia							
Gastrochaenolithes dijugus (KELLY & BROMLEY)	*Gastrochaena truncata* (SOWERBY)	+	+	O	+	+	O
G. torpedo (KELLY & BROMLEY)	*Lithophaga* sp.	(+)	O	O	(+)	O	O
G. ornatus (KELLY & BROMLEY)	*Diplothyra curta* (SOWERBY)	(+)	O	O	O	O	O

Members of the three most important families of boring bivalves are present in Bahia la Choya: *Diplothyra curta* (SOWERBY) (Pholadidae), *Gastrochaena truncata* (SOWERBY), *G. ovata* (SOWERBY) (Gastrochaenidae), and *Lithophaga attenuata* (DESHAYES) and *L. abbotti* LOWE (Mytilidae). All these species produce a calcareous lining on the inside of their flask- to date-shaped borings. *Lithophaga* and *Gastrochaena* frequently produce siphonal tubes which extend several mm or even cm above the substrate to avoid burial by shifting sand (Pl. 4, Fig. 6). In Bahia la Choya, *Lithophaga* is largely restricted to rocky substrate, whilst *Gastrochaena* preferentially occurs in shells. When shells are colonised which are far too thin to accommodate the boring, *Gastrochaena* produces an "igloo" (Pl. 5, Fig. 5), a capsule which consists of sediment grains cemented together by aragonite (see also CARTER 1978). Three ichnospecies can be recognized: *Gastrochaenolithes dijugus*, *G. torpedo*, and *G. ornatus* (Table 3; see also KELLY & BROMLEY 1984).

Ctenostome bryozoans of the families Terebriporidae and Immergentiidae are easily overlooked because of their small size. As the zooids penetrate only to a depth of about 0.6 mm (SOULE & SOULE 1969), their bioerosion potential is very limited. Two species were encountered in Bahia la Choya; *Spathipora* cf. *mazatlanica* (SOULE & SOULE) (Pl. 5, Fig. 1) and *Penetrantia densa* (SILEN) (Pl. 5, Fig. 2), the latter having been found only on shells of *Cerithium stercusmuscarum*.

All groups of boring organisms require low rates of sedimentation.

BORING PREDATORS

The borings of predatory organisms are treated separately, although strictly speaking they are part of bioerosion. In Bahia la Choya borings of naticid and muricid gastropods as well as of octopus occur.

Naticid borings (Pl. 4, Figs 2, 3) have a round cross-section up to several mm in diameter and a parabolic longitudinal section. Bivalves are bored by naticids most commonly in the umbonal region, gastropods in the spiral region. In narrow turriform gastropods, such as *Cerithidea*, the shape of the boring may be oval rather than round due to the geometry of the shell.

Muricid borings are usually smaller, cylindrical to conical and occur in gastropods most often in the apical area of the shell (see also CARRIKER & YOCHELSON 1968).

Octopus borings (Pl. 4, Fig. 5) are very variable and range from oval-conical to round and cylindrical (NIXON 1979). Because of this they are often difficult to distinguish from borings produced by muricid gastropods. Octopus occasionally drill several holes in their prey and different varieties of the borings can be found on the same shell (Pl. 4, Fig. 5). In bivalves, octopus borings are most frequently encountered near the adductor muscles, in gastropods on the spire (see also ARNOLD & ARNOLD 1969, BROMLEY 1981).

Naticid borings can be accommodated in the ichnospecies *Oichnus paraboloides* (Pl. 1, Fig. 4, Pl. 4, Figs 2, 3) those of muricids and octopus in *Oichnus simplex* (BROMLEY 1981)

(Pl. 1, Fig. 4, Pl. 4, Fig. 5). In *Cerithium stercusmuscarum* the abundance of *Oichnus simplex* is positively correlated with the percentage of shells inhabited by hermit crabs. It appears that the hermit crab and not the original inhabitant, the gastropod, is the prey target of octopus.

ENCRUSTING ORGANISMS

A number of encrusting organisms are found on shells of the tidal flat. The most important groups are serpulids, bryozoans, vermetids, balanids, foraminifera and crustose corallinacean algae.

Serpulids (Pl. 6, Fig. 4) are common encrusters in Bahia la Choya. As Recent serpulids are identified by soft parts only and shell shape is not a very diagnostic feature, the serpulids have been classified according to shell morphotypes (PARSCH 1956). Where possible, these morphotypes have been attributed to true species using FAUVEL (1927), HARTMAN (1969), and RIOJA (1942a, b). A list of species is found in Table 4. Most common are *Pomatostegus* cf. *polytrema*, *Serpula* cf. *concharum*, *Pomatoceras* cf. *triqueter*, and *Spirorbis* cf. *variabilis*.

Table 4. Encrusting serpulids and their zonation across the tidal flat. Morphotype classification after PARSCH (1956).
+: present; (+): rare; O: absent; OF: outer flat; MF: mid flat; IF: inner flat; OC: outer channel; MC: mid channel; EC: estero channel.

Morphotypes	Zootaxon	Subenvironments					
		OF	MF	IF	OC	MC	EC
Serpulinae							
Serpula (Pentaserpula) I	*Pomatostegus* cf. *polytrema* (PHILLIPPI)	+	+	O	+	+	+
S. (Pentaserpula) II	*Serpula* cf. *concharum* (LANGERHANS)	+	+	O	+	O	O
S. (Tetraserpula) I	?	+	O	O	(+)	O	O
S. (Tetraserpula) II	?	(+)	O	O	O	(+)	O
S. (Tetraserpula) III	?	(+)	O	O	(+)	O	O
S. (Dorsoserpula) I	*Pomatoceros* cf. *triqueter* (LINNÉ)	+	O	O	+	O	O
S. (Cycloserpula) I	*Vermiliopsis* cf. *multicristata* (PHILLIPPI)	(+)	O	O	O	O	O
Filograninae							
S. (Cycloserpula) II	*Josephella* cf. *marenzelleri* (CAULLERY & MESNIL)	(+)	O	O	O	O	O
Spirorbinae							
S. (Tetraserpula) IV	*Spirorbis (Spirorbella)* cf. *marioni* (CAULLERY & MESNIL)	+	O	O	(+)	(+)	O
S. (Dorsoserpula) II	*Sp. (Circeis)* cf. *pagenstecheri* (QUATREFAGES)	(+)	O	O	O	O	O
S. (Cycloserpula) III	*Sp. (Pileolaria)* cf. *variabilis* (BUSH)	+	+	O	+	+	+

Bryozoans (Pl. 5, Fig. 6, Pl. 6, Figs 1, 3) preferentially encrust the undersides of shells, a protection from being covered by sediment. Moreover they prefer a smooth substrate to a strongly sculpted substrate when bivalves are in a current-stable position (THOMPSEN 1977). The various growth forms of bryozoans are an expression of their morphological adaptation to different energy levels and of their differing tolerance to suspended sediment particles. Accordingly, bryozoans have been classified in morphotypes (e. g. STACH 1936) whereby – among crustose taxa – membraniform, celleporiform, and petraliiform types are distinguished. Membraniform types are very good indicators of very low rates of net sedimentation (e. g. LAGAAIJ & GAUTIER 1965, RIDER & COWEN 1977, SCHOPF 1969), the petraliiform type, in addition, does not tolerate high energy conditions.

21 species of bryozoans have been identified using BRUSCA (1980), CANU & BASSLER (1923) and OSBURN (1950, 1952, 1953). Two very rare taxa, *Aetea* sp. and *Hippothoa flagellum* (MANZONI) could not be accommodated in the morphotypes discussed above. The latter taxon apparently prefers very low energy conditions. A list of the remaining species is found in Table 5.

The vermetid gastropods *Vermetus indentatus* (CARPENTER), *Tripsycha tripsycha* (PILSBRY & LOWE), and *Serpulorbis margaritaceus* (CHENUS ex ROUSSEAU MS) occur as prostrate growth forms largely on shells of the outer flat.

Balanids are rare on Bahia la Choya molluscs except on *Cerithium stercusmuscarum*. Apparently, they mainly colonise shells of live mobile organisms, this way being protected from burial by sediment.

Table 5. Morphotypes (STACH 1936) and taxa of bryozoans and their distribution across the tidal flat.
+: present; (+): rare; O: absent; OF: outer flat; MF: mid flat; IF: inner flat; OC: outer channel; MC: mid channel; EC: estero channel.

Morphotypes and Taxa	Subenvironment					
Membraniform A	OF	MF	IF	OC	MC	EC
? *Mucronella* sp.	+	(+)	O	+	O	O
Schizoporella unicornis (JOHNSTON)	+	O	O	O	O	O
Hippoporella gorgonensis (HASTINGS)	+	O	O	O	O	O
? *Lepralia* sp.	+	O	O	O	O	O
Holoporella brunnea (HINCKS)	(+)	O	O	O	O	O
Stylopoma spongites (PALLAS)	(+)	O	O	O	O	O
? *Parasmittina* sp.	(+)	O	O	O	O	O
Hippopodinella adpressa (BUSK)	(+)	O	O	O	O	O
Fenestrulina malusi var. *umbonata* (COUCH)	(+)	O	O	+	O	O
Fasciculipora pacifica (OSBURN)	(+)	O	O	O	O	O
Tubulipora tuba (GABB & HORN)	(+)	O	O	O	O	O
? *Aimulosia* sp.	(+)	O	O	O	O	O
Membraniform B						
Conopeum commensale (KIRKPATRICK & METZELAAR)	(+)	O	O	O	O	O
Colletosia cf. *radiata* (MOLL)	(+)	O	O	(+)	O	O
Floridina antiqua (SMITT)	(+)	O	O	O	O	O
Antropora sp.	(+)	O	O	O	O	O
Thalamoporella californica (LEVINSON)	(+)	O	O	O	O	O
Petraliiform						
Lichenopora novaezelandiae (BUSK)	(+)	O	O	O	O	O
Lichenopora intricata (BUSK)	(+)	O	O	O	O	O

Encrusting foraminifera are represented by two taxa, the very abundant *Planorbulina* and the rare agglutinated *Placopsilina*. Their distribution pattern across the tidal flat is given in Table 6.

Crustose corallinacean algae occur as white to pinkish crusts on pebbles and shells.

Table 6. Species of encrusting foraminifera and their distribution across the tidal flat.
+: present; (+): rare; O: absent; OF: outer flat; MF: mid flat; IF: inner flat; OC: outer channel; MC: mid channel; EC: estero channel.

Foraminifera	Subenvironments					
Agglutinantia	OF	MF	IF	OC	MC	EC
Placopsilina bradyi (CUSHMAN & McCULLOCH)	(+)	O	O	O	O	O
Calcarea perforata						
Planorbulina cf. *vulgaris* (D'ORBIGNY)	+	(+)	O	(+)	(+)	O

LOSS OF SHELL ORNAMENT

As the influence of physical erosion (abrasion) and bioerosion cannot be separated in most cases, both aspects of erosion were considered jointly. Types and significance of abrasion have been studied for some time (e. g. DRISCOLL 1967, 1970, DRISCOLL & WELTIN 1973, EHRENBERG 1930, KLÄHN 1932, PRATJE 1929, QUENSTEDT 1928, TAUBER 1942), whilst the interest in bioerosion is of more recent date (e. g. BROMLEY 1978, GYGI 1975, NEUMANN 1966, NORTH 1954, SCHNEIDER 1976). The degree of loss of shell ornament has been used to qualitatively measure the activity of abrasional and bioerosional agents.

Differences in the microarchitecture of shells result in different resistance to abrasion (e. g. CHAVE 1964) and bioerosion. For example, crossed-lamellar and composite prismatic shell structures exhibit the highest durability against abrasion (TAYLOR & LAYMAN 1972).

Bioerosion in Bahia la Choya is largely a result of the boring activity of endolithic thallophytes. Herbivorous gastropods in search of food rasp the surfaces of endolithic thallophyte-infested shells (Pl. 2, Fig. 3). During this process they rasp not only the distal ends of the thallophytes, but also part of the shell, this way destroying carbonate substrate (SCHNEIDER 1976) (Pl. 5, Fig. 4).

Loss of ornament in bivalves

In bivalves, incipient abrasion and/or bioerosion can be detected by a loss of lustre on particular parts of the shell: at the point of the highest post-umbonal convexity, on the inner shell margin, and at projecting parts of the shell ornament. Faceting, according to Pratje (1929) and Müller (1963: 42) typical for the intertidal zone, has not been observed in Bahia la Choya bivalves. On large shells *(Dosinia, Chione)* members of calyptraeid and acmaeid gastropods (e. g. *Crucibulum spinosum)* produce circular to oval ring-like impressions up to 5 mm in width due to pressing their shells firmly against the shell substrate (Pl. 2, Fig. 8).

Reworked Pleistocene *Chione* shells sometimes exhibit a secondary ornament, the original ornament having been removed by a combination of diagenetic and abrasional processes. This secondary ornament consists of a step-like commarginal morphology which may retrace differences in the resistance of shell layers formed during winter and summer growth periods (e. g. Farrow 1972).

Examples of loss of shell ornament in bivalves are shown in Pl. 1, Figs 1, 2, Pl. 2, Fig. 3).

Loss of ornament in gastropods

In general, gastropods are easily transported and thereby quickly abraded and destroyed (compare Futterer 1978b). Abrasion starts at exposed places such as tubercles, varices, the apex, and near the aperture. However, due to their great thickness, varices are more resistant to abrasion than the remaining shell.

In *Cerithidea*, holes first show up on the shell surface opposite to the aperture. In part, this is due to the infestation of this area by endolithic thallophytes during the life of the gastropod. In part, the selective abrasion (faceting) could be a result of the current stable position of the shell with the aperture facing the sediment surface (Tauber 1942). In the last stage, shortly before final destruction, *Cerithidea* is reduced to the columella from which bridge-like varices extend (Pl. 1, Fig. 3).

The mechanical breakdown of *Cerithium* differs considerably from that of *Cerithidea;* only rarely does a columella form the final stage. Faceting, on the other hand, is present (Pl. 2, Fig. 7). Shells of *Cerithium* are frequently used by hermit crabs. In carrying the shell across the sediment the hermit crab causes abrasion of a particular type: the part of shell just within the aperture is abraded by the hard carapace; moreover the part of the last whorl close to the aperture touches the substrate while the shell is being dragged across the surface and becomes abraded (see also Ehrenberg 1931, Schäfer 1962: 211).

A particular type of mixed mechanical erosion/bioerosion is caused by endophytes which form dense mats in the upper part of the spire. When drying during subaerial exposure, these mats shrink and develop cracks. When the shell is subject to mechanical wear, they fall off and leave a pitted to polygonally structured surface.

Loss of ornament in echinoids

The disc-shaped echinoid *Encope* has a weakly concave adoral side and thus abrasion starts at the adoral shell margin. Similarly, during subsequent abrasion the adoral side is more strongly affected than the apical side. This can be only explained by the echinoid tests being dragged across the surface with their apical side facing upward. Examples of the different states of preservation are given in Pl. 2, Fig. 1.

LOSS OF COLOR

Change of original color is due either to loss of color (e. g. during maceration) or to discoloration. For example, pyrite formation results in shells turning black, whilst Fe-oxide solutions give shells a brownish tinge (e. g. Frey & Howard 1986).

On the tidal flat, loss of color is caused mainly by abrasion and the boring activity of endophytes. As the degree of abrasion is low, so is the loss of color. All shells with a complete loss of color are reworked from the Pleistocene.

Among the target genera, *Cerithium* shows only very little loss of color, as the color pattern is not confined to the shell surface, but extends nearly right through the shell layers.

FRAGMENTATION

The degree of fragmentation of shells is related to the energy level as well as to the abundance of predators and scavengers. Fracturing by water energy is largely caused by waves and breakers as currents are rarely strong enough to fragment mollusc shells (Schäfer 1962: 184). Shell breakage by carnivores is caused mainly by crustaceans, fish and birds (Pl. 1, Fig. 5, Pl. 2, Fig. 5). Often, these groups produce characteristic breakage patterns (Carter 1968, Schäfer 1962: 459) (Pl. 1, Fig. 5). The activity of predators does not always lead to shell breakage. Sometimes only small bits of the shell margin are broken off (Pl. 1, Fig. 6) and may furnish information on the predator (Carter 1968). The origin of shell damage often cannot be determined because roll faceting in gastropods may produce patterns similar or even identical to those caused by predators.

The breakage pattern of a mollusc shell not only depends on the kind of energy input, but on the mechanical properties of the shell (Hollmann 1968). Relevant parameters are shell size, convexity, thickness, microarchitecture, and organic matrix. Shell ornament and growth lines are responsible for certain breakage patterns (Hollmann 1968) (Fig. 16). Fracturing of hard parts is often facilitated by intensive boring activity, especially by clionid sponges (Young & Nelson 1985). Clionid sponges are particularly common in large *Dosinia* shells of the outer flat. As only a limited percentage of bored *Dosinia* shells are fractured, the water energy cannot have been very high.

ARTICULATION AND RIGHT-LEFT VALVE SORTING

Articulated shells are usually regarded as indices for in situ burial or short transport of living organisms followed by rapid burial (e. g. during high energy events). Shells lying on the sediment surface quickly become disarticulated, especially in oxidizing environments. The time involved to separate valves strongly depends on the durability of the ligament. To cite an extreme example, TREWIN & WELSH (1972) found articulated *Ensis* which, according to their degree of encrustation, must have rested on the sediment surface for more than one year.

Sorting of disarticulated valves is a result of strong currents and/or waves (see BEHRENS & WATSON 1969, BOUCOT et al. 1958). Selective transport takes place even when valves are only slightly inequivalve, whilst differences in weight, shell ornament or durability do not play a significant role (KORNIKKER et al. 1963). In areas strongly influenced by waves even equivalve shells are sorted (BEHRENS & WATSON 1969).

If predators, borings, or fracturing select one valve over another, the hydrodynamic properties of the valves can be affected and right-left valve sorting can take place.

SHELL SOLUTION

Chemical shell solution on the sea floor is thought to account for much of the loss of mollusc shells (e. g. ALEXANDERSSON 1972, 1978, BRETT & BAIRD 1986, CHAVE 1964). In Bahia la Choya no dissolution could be observed in Recent shells, except in the estero channel. The absence of shell solution can be explained in various ways: either the chemical environment at the sediment surface and within the uppermost few centimetres of sediment is saturated with respect to calcium carbonate (PYTKOWICZ 1969), or else the carbon dioxide produced by microbial activity within the reducing zone is rapidly buffered by abundant shell material in the sediment (e. g. KREISA & BAMBACH 1982). There is also the possibility that faint traces of solution are obliterated when shells are subsequently reworked, abraded, and bored by endophytes.

In the estero channel and within the marsh, shell solution takes place in connection with maceration (e. g. Pl. 6, Fig. 2). Although the latter only affects the organic matrix of the shell, it produces porosity which facilitates shell solution in the acidic, carbonate-poor sediments of the marsh (e. g. WIEDEMANN 1972).

The preservation potential of calcareous hard parts is therefore considerably higher in the high energy environment than in low energy environments despite the frequent sediment reworking and high degree of abrasion there.

ONSHORE-OFFSHORE ZONATION OF TAPHONOMIC AGENTS AND PRESERVATION QUALITY OF SHELLS

LOSS OF SHELL ORNAMENT

Results

The change in the loss of shell ornament of the target genera across the tidal flat and along the tidal channel is illustrated in Fig. 3. The main results are as follows:

(a) On the tidal flat, the degree of loss of shell ornament is low to moderate (maximum alteration index = 1,37). Strongly abraded shells represent less than 10%. Relatively fresh hard parts constitute 50 to 60% in the three subenvironments (Fig. 3a).

(b) On the tidal flat, the average index of loss of shell ornament shows a pronounced decline from the outer to the inner flat as does the index of grazing (Fig. 3c).

(c) In the channel, the average degree of loss of shell ornament is low to moderate (Fig. 3a). The degree of loss of shell ornament increases from the outer to the mid channel and strongly decreases toward the estero channel (Fig. 3c).

(d) Within the channel, the various target genera differ greatly in their degree of loss of ornament (Fig. 4).

Discussion

The low average loss of ornament of bivalve shells on the tidal flat suggests relatively rapid burial and very limited transport (compare WARME 1969). This is less true of gastropod shells which easily undergo transport by rolling (FUTTERER 1978b). Shells of *Cerithidea* (which lives in the salt marsh and inner flat) are quickly abraded and bioeroded because they are strongly infested by endophytes while still alive. They are rarely inhabited by hermit crabs and are chiefly transported along the tidal channel. The landward decrease of loss of shell ornament on the flat corresponds to the decrease of water energy and grazing activity in the same direction. Correlated is also the length of submergence, as abrasion only takes place under water cover. During low tide the breaker zone is situated at the seaward edge of the outer flat and mechanical erosion is most effective there. This is also true of bioerosion, the grazing activity being at its maximum in this subenvironment.

When the alteration indices of the individual target species are considered (Fig. 4a) no uniform trend is visible. For example, the indices of the bivalves *Chione* and *Tagelus* decrease from outer to the mid flat. The index of the gastropod *Cerithium*, in contrast, increases. This can be explained by differences in the hydrodynamic behavior of the two groups. In addition, the degree of loss of ornament is a function of the distance from the habitat of the taxa.

The degree of loss of shell ornament in *Cerithium* is strongly correlated with the percentage of shells inhabited by hermit crabs (Fig. 4b) as such shells suffer less abrasion.

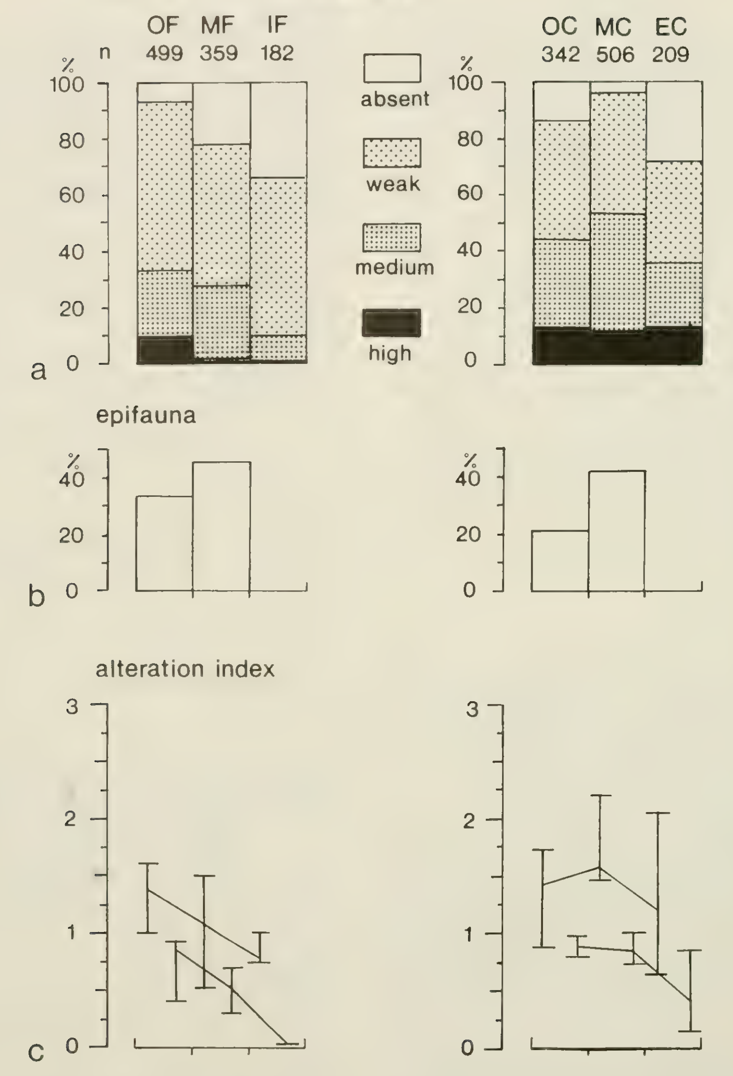


Fig. 3: Loss of ornament. a: degree of loss of ornament; b: percentage of epifauna among shells of target genera; c: range and mean of alteration index. n = number of individuals studied; OF = outer flat; MF = mid flat; IF = inner flat; OC = outer channel; MC = mid channel; EC = estero channel.

The shallow burrowing *Chione* and the deep burrowing *Tagelus* differ very little in loss of ornament on the flat (Fig. 4a). This indicates that their strongly differing hydrodynamic qualities and life habits do not influence the alteration index. Shells of both taxa are therefore useful indicators of abrasion and bioerosion on the flat.

All target genera of the tidal channel show a greater loss of ornament than on the flat. This is due to a higher grazing activity and to a longer time of submergence in a medium to high energy environment. In addition, a considerable mixing of old and new shells takes place, due to reworking of older shell layers and of the Pleistocene basement.

The differences in loss of ornament between the various target genera are also higher than on the flat, as the species found in the channel are derived from several habitats and experienced different degrees of transport.

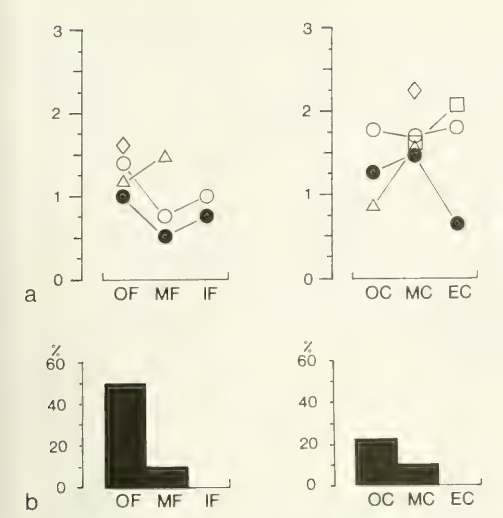


Fig. 4. a: Index of loss of ornament of various target genera in the subenvironments; b: percentage of *Cerithium* shells inhabited by hermit crabs. ○ = *Chione;* ● = *Tagelus;* ◇ = *Dosinia;* △ = *Cerithium;* □ = *Protothaca.* For additional key see Fig. 3.

Within the target genera, histograms showing the distribution of individuals in the various alteration classes invariably exhibit a distinct peak in the subenvironments of the flat and a far more uniform distribution with a shift toward higher alteration classes in the channel (Fig. 5). This difference can be explained by the great abrasive and bioerosive power of the tidal channel.

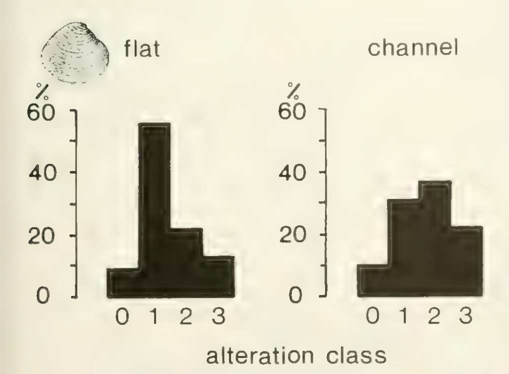


Fig. 5: Loss of shell ornament: alteration classes of *Chione* in flat versus channel subenvironments.

Conclusions

(1) The subenvironments of the tidal flat differ considerably in their degree of loss of shell ornament. This is particularly true when flat and channel subenvironments are compared.

(2) As both energy level and grazing activity decreases landward, it remains uncertain which of the two is largely responsible for the decrease of loss of ornament across the flat.

(3) In the channel, the greater loss of shell ornament is largely due to the higher energy level together with the reworking of older shell material.

(4) In gastropod shells inhabited by hermit crabs the loss of ornament is less pronounced. However, such shells exhibit a very specific abrasion pattern (compare TAUBER 1942).

(5) The low degree of abrasion on the flat indicates lack of extensive lateral transport of bivalve shells during fair weather conditions.

(6) Seaward transport (especially of gastropods) takes place in the tidal channel.

BORING

Results

The degree of boring is low in all subenvironments, I_B being less than 1 (possible maximum: 3) (Fig. 6h). The number of bored shells and the degree of boring decrease landward both across the flat as well as along the channel (Figs 6, 7). Variation in the degree of boring between the target genera is largest in mid channel and outer flat subenvironments (Fig. 6h). There is little difference in the degree of boring between channel and flat. Among bored shells, those bored by thallophytes are most abundant followed, in decreasing order, by clionids, polychaetes, bivalves, and bryozoans. With exception of boring polychaetes (which slightly increase in abundance from the outer to the mid flat), the absolute abundances of all boring organisms decrease landward (Fig. 7).

The trend of the boring index is independent of the percentage of epifauna among the investigated shell material (Fig. 6h, i). The percentage of bored shells is clearly related to the thickness of Recent sediments overlying Pleistocene rocks: in Transect C in which the sediment cover is thin, a higher percentage of shells is bored than in Transect B with a largely sandy substrate (Fig. 7).

Discussion

As has been noted by several authors (e. g. BLAKE 1969, EVANS 1968, WARME 1970), there is a distinct relationship between many borers and substrate. This can be also demonstrated in Bahia la Choya. For example, the occurrence of *Gastrochaenolithes* depends on the presence of thick-shelled bivalves, especially *Dosinia,* a form that is most abundant in the outer flat. In addition, *Gastrochaena* is one of the few boring organisms which by lining its boring is able to inhabit the porous fine texture of the echinoid *Encope.* Clionid and polychaete borings very rarely occur in *Encope* or in the thin-shelled bivalve *Tagelus.* The difference in substrate preference between *Cliona* and boring polychaetes is illustrated in Fig. 8. *Cliona* prefers the thick-shelled *Chione,* whilst the polychaetes are found more often on the gastropod *Cerithium.* Obviously, the gastropod shell is a more suitable substrate for

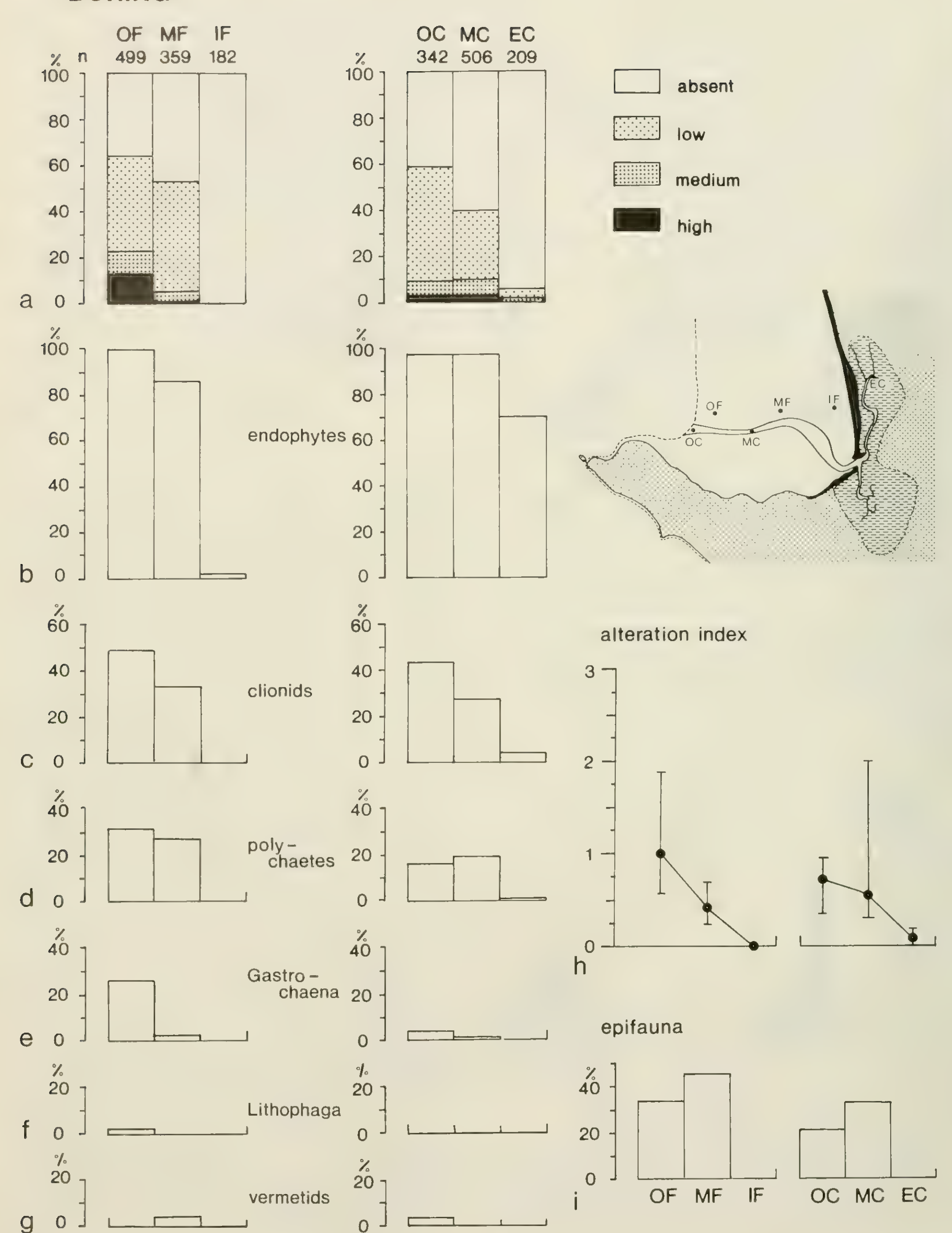


Fig. 6: Shells of target genera bored by non-predatory organisms. a: degree of boring in the various subenvironments (for key see Fig. 3). b–g: percentages of shells of target genera bored by various groups of boring organisms; h: range and mean of alteration index; i: percentage of epifauna among shells of target genera.

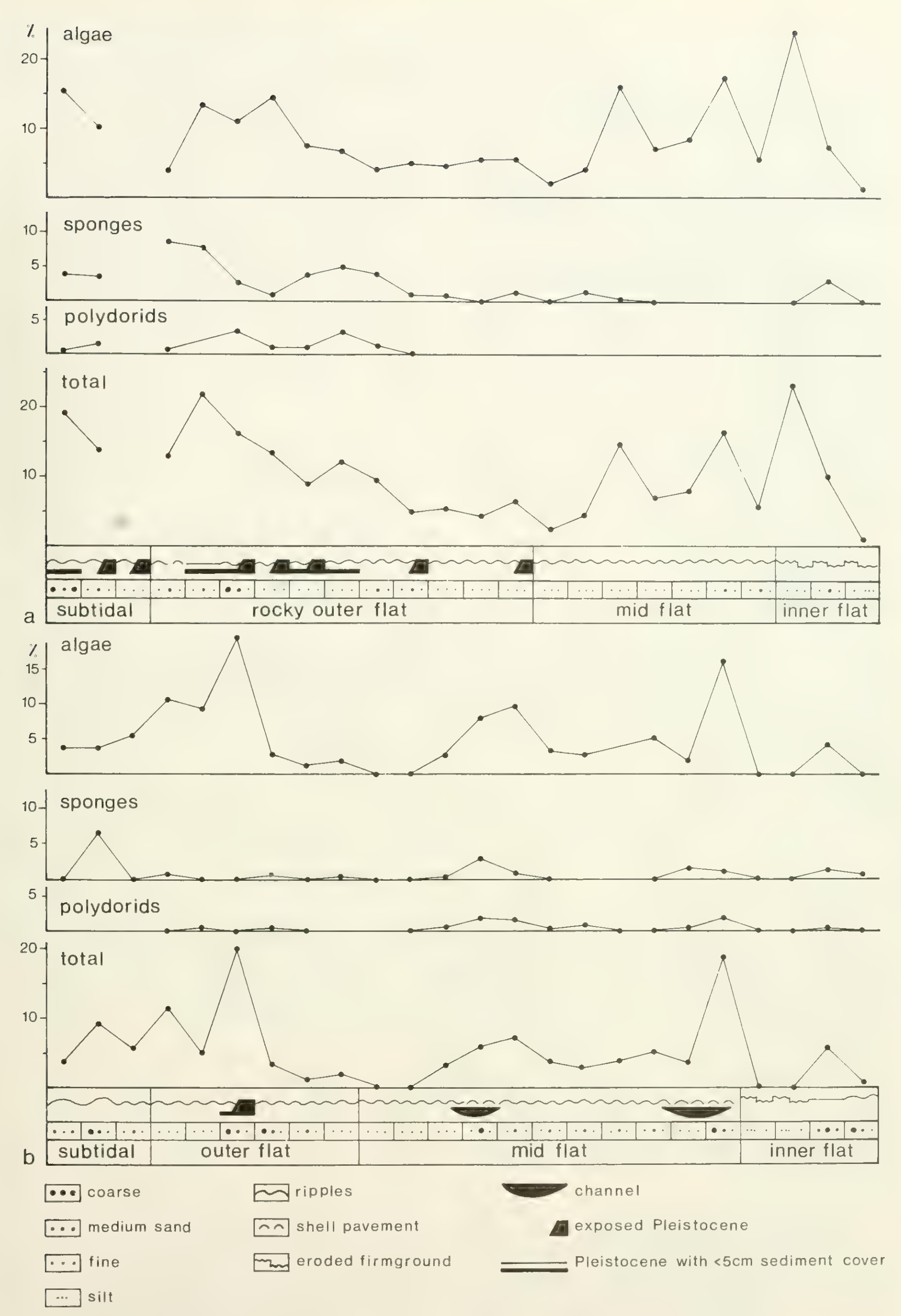


Fig. 7: Distribution of shells bored by algae, clionids, and *Polydora* across the tidal flat. a: Transect C; b: Transect B (see Fig. 2).

boring polychaetes; in addition some spionid polychaetes have a commensalistic relationship with pagurid hermit crabs (Blake 1969). Being relatively thin, *Cerithium* shells are an unsuitable substrate for *Cliona*. Moreover hermit crabs could transport clionid sponges onto parts of the tidal flat where they cannot thrive.

The abundance and diversity of boring organisms in the outer flat point to low net sedimentation in this subenvironment (compare Boekschoten 1966). Low net sedimentation and resulting higher rates of reworking are also characteristic of the northern part of Bahia la Choya (e. g. Transect C) and are reflected by the higher percentage of bored shells.

The occurrence of *Entobia* high on the tidal flat (e. g. Fig. 7) appears to contradict Hartman (1958) and Rützler (1975). They found that *Cliona* is restricted to subtidal environments. In Bahia la Choya living clionids occur only in the outer flat. The distribution of *Entobia* in the taphocoenoses of the tidal flat therefore does not correspond to the habitat of clionids. This can be explained either by lateral transport or by in-situ reworking of older shell material which accumulated in an environment more favorable for the growth of clionid sponges.

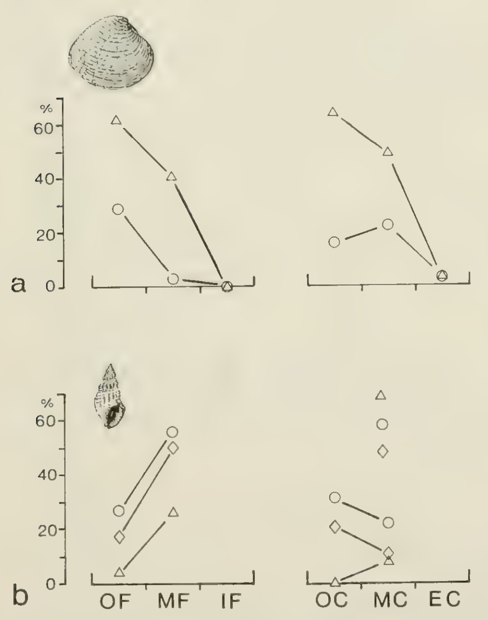


Fig. 8: Relative abundance of boring *Cliona* and polychaetes on shells of *Chione* (a) and *Cerithium* (b). For key to subenvironments see Fig. 3 ⊙△ = *Cliona;* ○ = polychaetes; ◇ = *Cerithium shells* inhabited by hermit crabs.

As Bahia la Choya experiences a very low net rate of sedimentation (Fürsich et al., this volume, Meldahl 1987) extensive time-averaging is likely. Several phases of colonisation by boring organisms can be observed repeatedly. For example, the occurrence of fresh *Gastrochaenolithes* which cross clionid borings indicate that *Cliona* cannot have been alive when the bivalve bored into the shell. Similarly, where several ichnospecies of *Entobia* occur superimposed they most likely represent several phases of boring as clionids usually avoid each other (see De Groot 1977).

Conclusions

(1) A distinct landward decrease in the activity of boring organisms occurs in the southern part of Bahia la Choya. This decrease is independent of the percentage of epifaunal individuals among the investigated material.

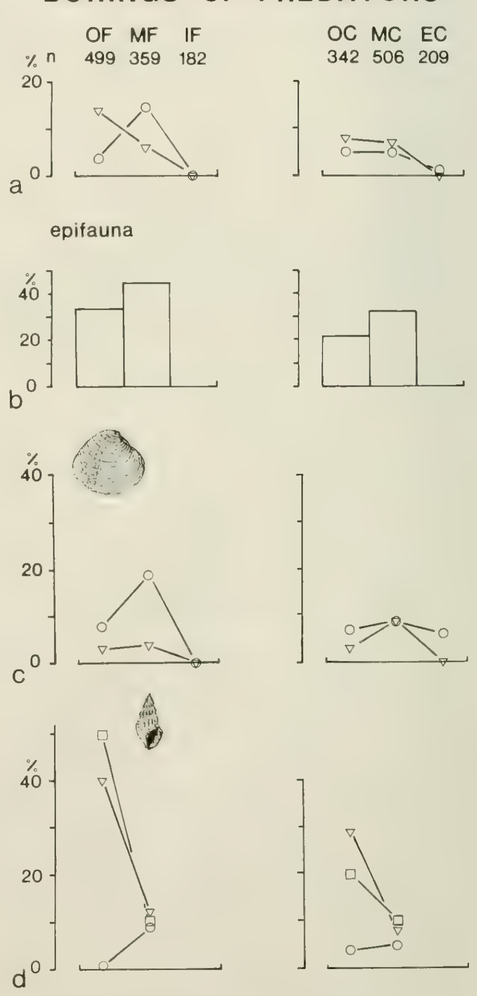


Fig. 9: Shells of target genera bored by predators. a: percentage of shells with *Oichnus simplex* (△) and *O. paraboloides* (○); b: percentage of epifauna among shells of target genera; c, d: relative abundance of *Oichnus simplex* (▽) and *O. paraboloides* (○) on shells of *Chione* and *Cerithium*. □ = percentage of *Cerithium* inhabited by hermit crabs. For key to subenvironments see Fig. 3.

(2) Hermit crabs influence the taphonomy of *Cerithium* shells by attracting boring polychaetes.

(3) The high rate of boring in the outer flat subenvironment points to very low rates of sedimentation. Similarly, the higher percentage of bored shells in the northern part of the bay is related to sediment starvation and a higher frequency of reworking.

(4) Although borings in shells of the taphocoenoses show a zonation across the tidal flat, this zonation is not identical to that of living borers. The distribution of borers in the taphocoenoses indicates limited transport of shells during storms and extensive in-situ faunal mixing.

BORINGS OF PREDATORS

Results

Both the channel and the flat contain relatively few shells bored by predators (Fig. 9). On the flat *Oichnus simplex*, representing borings made by cephalopods and muricid gastropods, decreases from the outer to the inner flat, whilst *Oichnus paraboloides* (made by naticid gastropods) increases toward the mid flat and decreases again toward the inner flat. In the channel, both traces are roughly equally abundant on specimens of the target genera with *O. simplex* slightly dominating. A similar picture emerges when all shells of the taphocoenoses along Transects A, B and C are investigated (Fig. 10).

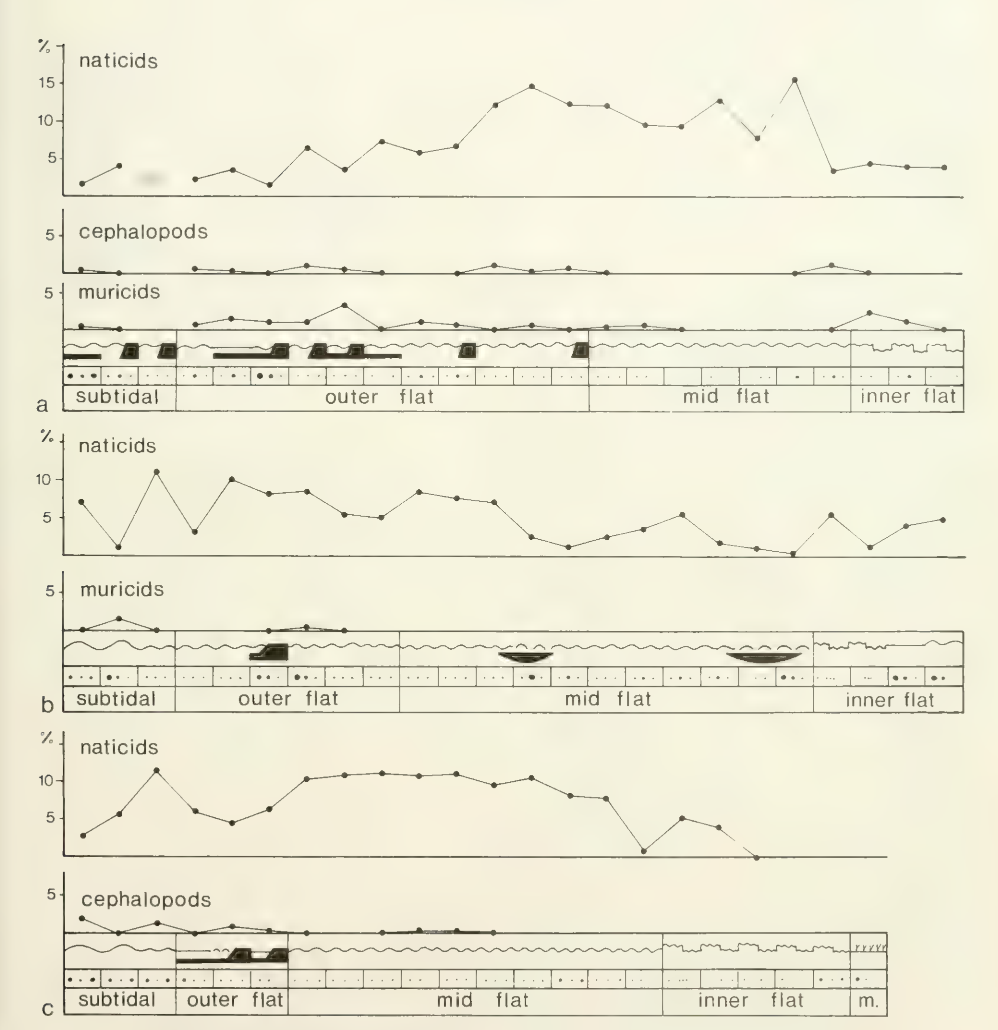


Fig. 10: Distribution of shells bored by predators (cephalopods, naticids, and muricids) across the tidal flat. a: Transect C; b: Transect B; c: Transect A; for key see Fig. 7.

ENCRUSTATION

Fig. 11: Shells of target genera encrusted; a: degree of encrustation in the subenvironments; b–g: percentages of shells encrusted by various groups of encrusting organisms; h: mean and range of alteration index; i: percentage of epifauna among shells of target genera. For key see Fig. 3.

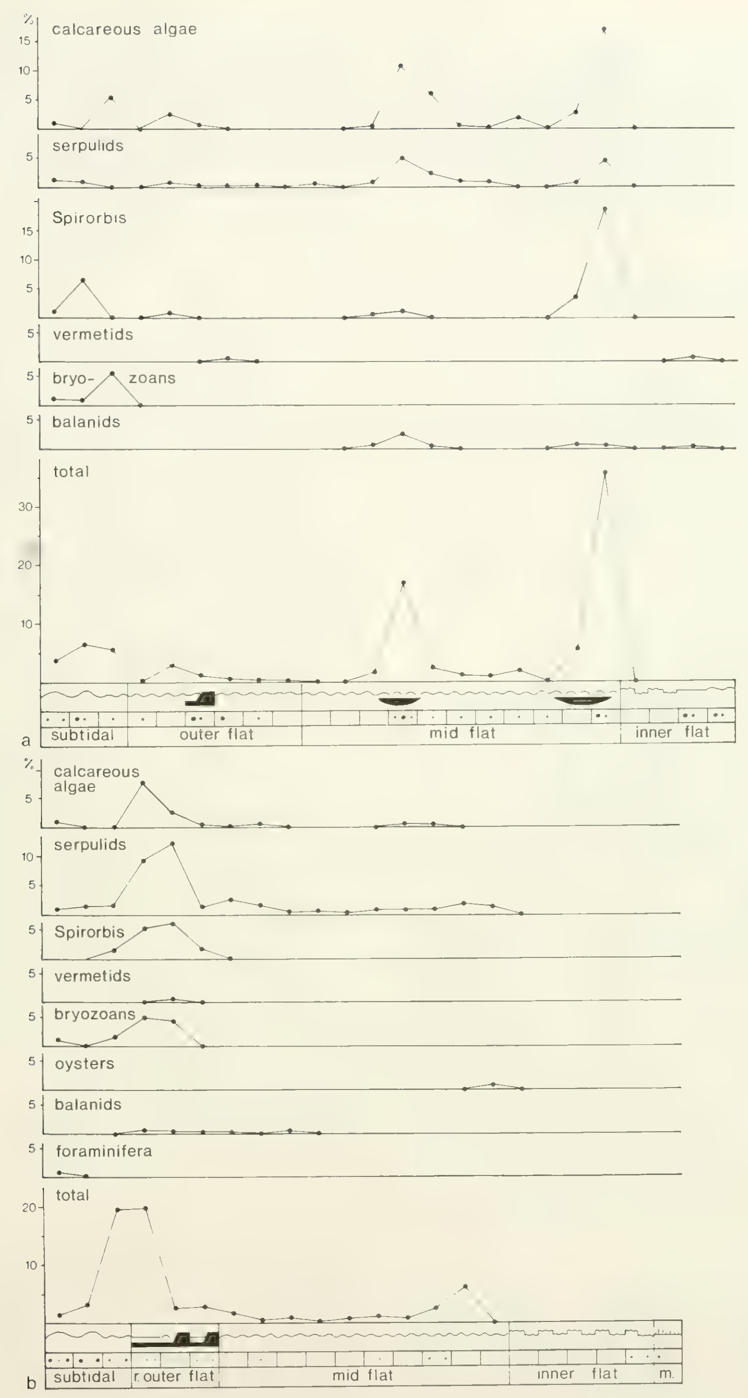


Fig. 12: Relative abundance of shells encrusted by calcareous algae, serpulids, *Spirorbis*, vermetids, bryozoans, balanids, and foraminifera across the tidal flat. a: Transect B; b: Transect A. For key see Fig. 7.

Discussion

The strong decrease of both types of borings toward the inner flat reflects the lack of suitable prey in this subenvironment. For example, *Tagelus*, a typical member of the inner flat community, burrows too deep and too rapidly to be preyed upon by naticid gastropods. The distribution pattern of *Oichnus* is correlated with the type of substrate: *O. simplex* is more abundant on hard substrate (shell gravels) of the outer flat and channel, whilst *O. paraboloides* dominates on sand flats (see also Fig. 10). The relative abundance of the ichnospecies of *Oichnus* is therefore related to the substrate preference of the prey species as well as that of the predator. For example, *Cerithium* and hermit crabs are more abundant on hard than on sandy substrate; they are therefore preferentially attacked by muricids and cephalopods. Shallow infaunal bivalves, in turn, are widespread on sandy substrate and are therefore nearly exclusively attacked by shallow infaunal naticids.

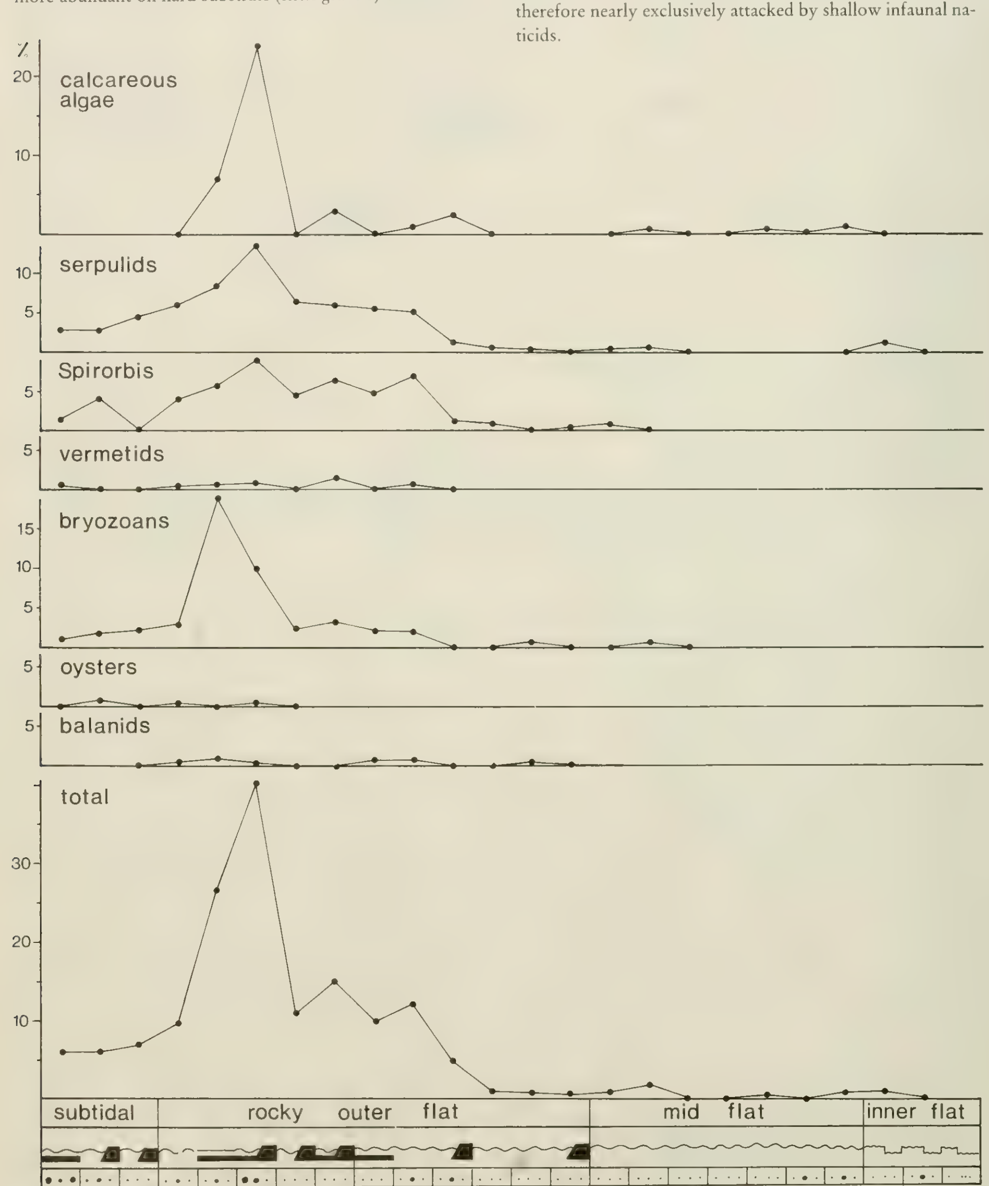


Fig. 13: Relative abundance of shells encrusted by calcareous algae, serpulids, *Spirorbis*, vermetids, bryozoans, balanids, and foraminifera across the tidal flat (Transect C). For key see Fig. 7.

Conclusions

The relative abundance of the two ichnospecies of *Oichnus* can be used to characterize substrate conditions in the various subenvironments and thus indirectly environmental parameters such as water energy and sedimentation rate. The dominance of *O. simplex* over *O. paraboloides*, for example, indicates low rates of sedimentation.

ENCRUSTATION

Results

The percentage of encrusted shells decreases from the outer to the inner flat. In the channel, this decrease is particularly pronounced between the mid channel and the estero channel (Fig. 11). In general the degree of encrusting is low. Even in the outer flat with its highest diversity of encrusting organisms the index of encrustation (I_E) is only medium (Fig. 11h). There is little difference in the index of encrustation between flat and channel except between mid flat and mid channel. The range of variation of I_E is considerably larger on the flat than in the channel. A similar picture is seen in the percentage figures of encrusted shells in the taphocoenoses of Transects A to D (Figs 12–14). In addition, there is a marked difference in the percentage figures of encrusted shells between the sandy, southern part of the bay (Transects A, B) and the partially rocky northern part (Transects C, D).

Discussion

The landward decrease of encrusting organisms parallels the increase of environmental stress in the same direction, caused largely by the longer time of subaerial exposure. As only the innermost parts of the channel experience significant periods of emergence, the drop in abundance and diversity of encrusters takes place within the estero channel. The higher density and diversity of encrusters in the outer flat and outer to mid channel indicates low rates of sedimentation. Low rates of sedimentation and more frequent reworking are also suggested by the higher percentage of encrusted shells in the northern part of the bay where rocky Pleistocene crops out over large areas or is covered by a thin veneer of sediment.

The distribution of some encrusters is not only controlled by abiotic environmental parameters. This is particularly true of bryozoans encrusting *Cerithium:* the percentage of bryozoans is indirectly related to the number of living *Cerithium* and directly proportional to the number of shells inhabited by hermit crabs. The degree of encrusting of *Cerithium* shells is therefore clearly a function of the commensalism between some bryozoans and hermit crabs (see Schafer 1962: 192).

Encrusting organisms provide a rough zonation of the tidal flat complex: Serpulids, in particular *Spirorbis,* and corallinacean algae dominate in the channel. The corallinacean algae increase in abundance seaward. Serpulids, *Spirorbis,* bryozoans, and corallinacean algae are most abundant on rocky outer flats, whilst bryozoans and foraminifera prevail on sandy flats.

The good preservation of most encrusters indicates lack of continuous reworking, even in the tidal channel. Episodic reworking is indicated by the co-occurrence, on shells, of several generations of encrusters in various states of preservation. Such features are common on shells occurring in troughs of the sand waves of the outer flat. Apparently these sand waves migrate only during strong storms and are stationary most of the time. This is corroborated by the presence of many membraniform bryozoans which are very sensitive to sedimentation (e. g. Lagaaij & Gautier 1965, Rider & Cowen 1977).

Conclusions

(1) Subenvironments of Bahia la Choya differ in the relative abundance of encrusting organisms and the degree of encrustation.

(2) The relatively high density of encrusters in the outer flat and channel of the southern part of the bay and in outer to mid flat areas of the northern part, points to low rates of sedimentation. In the remaining subenvironments, the environmental stress is too high for successful colonisation of shells by encrusting organisms.

(3) Co-occurrence of several generations of encrusters in different states of preservation indicates episodic burial and reworking of shells.

FRAGMENTATION

Results

The percentage of shell fragments increases landward. This trend occurs both on the flat and in the channel (Fig. 15). The percentage of only slightly damaged shells decreases landward. The intensity of shell breakage (expressed by I_F) is low to intermediate in all subenvironments (Fig. 15c) and only slightly higher in the channel than on the flat.

Discussion

When individual target genera are considered, it becomes clear that the index of fragmentation is pushed up by *Cerithium* (mid flat) and by the thin-shelled *Tagelus* (all other subenvironments) (Fig. 15c). Due to the low energy level of the inner flat and estero channel, the high percent of shell breakage of *Tagelus* most likely is caused by predators. *Tagelus* is the preferred prey of the abundant blue-crab *Callinectes* (Brusca 1980: 150). *Chione,* with a high shell thickness/surface area ratio, is least affected by shell breakage. The relatively strong increase in the degree of fragmentation of *Chione* from the mid to the inner flat appears to be caused by predators such as shore birds.

As shell breakage increases landward, despite a decrease of the energy level in the same direction, breakage is apparently largely biogenic, being caused by predators and scavengers (see also Cadée 1968). This is supported by the random pattern of fracturing of the shells (e. g. Fig. 16) which is not typical of the breakage pattern caused by impact during transport (see Hollmann 1968).

The somewhat higher fragmentation index in the channel is partly due to reworked Pleistocene *Chione* fragments and to

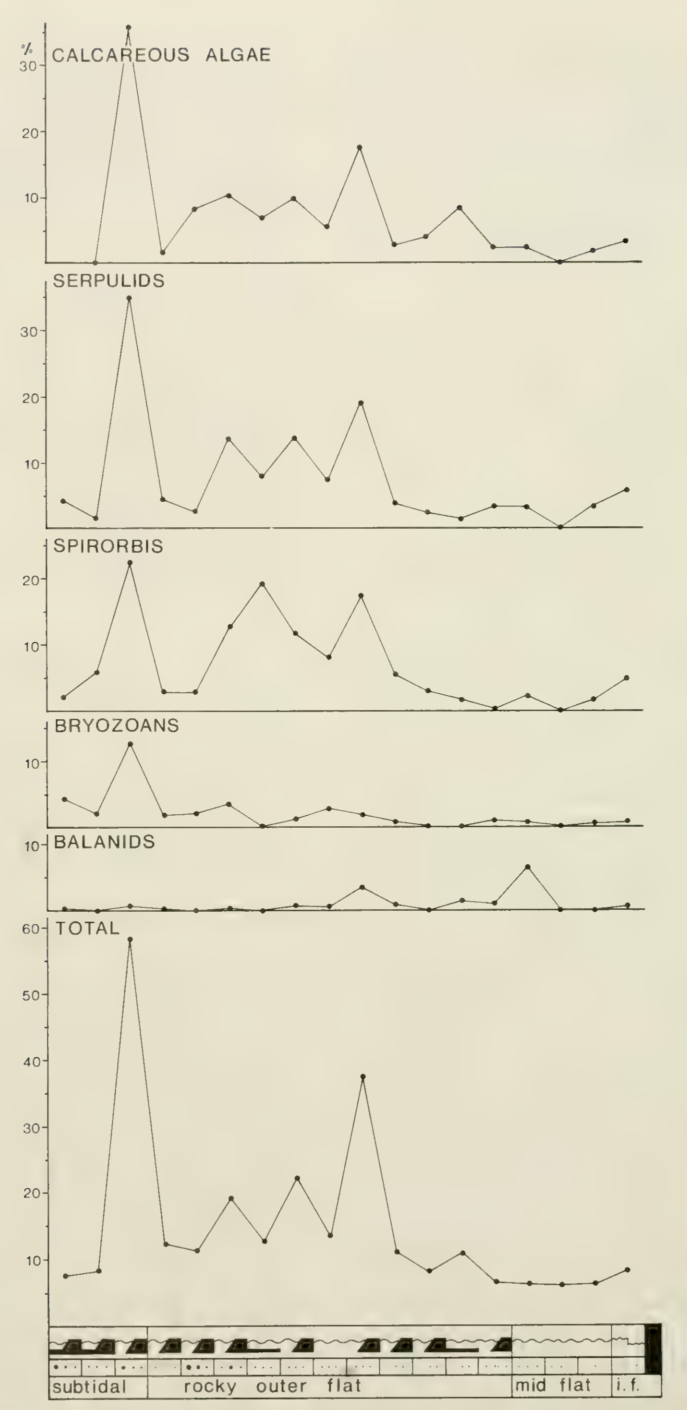


Fig. 14: Relative abundance of shells encrusted by calcareous algae, serpulids, *Spirorbis*, bryozoans, and balanids across the tidal flat (Transect D). For key see Fig. 7.

FRAGMENTATION

OF MF IF

% n 499 359 182

OC MF EC

% 342 506 209

absent

medium

high

epifauna

alteration index

Fig. 15: Shells of target genera affected by fragmentation. a: degree of fragmentation in the subenvironments; b: percentage of epifauna among shells of the target genera; c: alteration index; — = average value; ◆ = *Chione;* ● = *Tagelus;* ⊙ = *Dosinia;* ◘ = *Protothaca;* ▲ = *Cerithium.* For key see Fig. 3.

a lesser extent caused by the higher water energy, as the water energy there is not high enough to fracture shells (SCHÄFER 1962: 184).

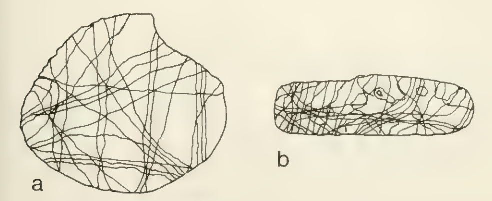


Fig. 16: Breakage pattern of *Chione californiensis* (a) and *Tagelus* sp. (b). Note the absence of preferred fracturing in *Chione* as opposed to *Tagelus.*

Conclusion

A zonation of the tidal flat using the index of fragmentation is not possible, as breakage is largely caused by predators and scavengers rather than by the hydrodynamic conditions.

ARTICULATION AND RIGHT-LEFT VALVE RATIO

Results

The percentage of articulated shells is low in all subenvironments and decreases seaward. The degree of valve sorting is low on the flat, and low to moderate in the channel (Fig. 17).

Discussion

The distribution of articulated shells roughly reflects the habitats of the various species. The low degree of sorting on the flat indicates that, under normal conditions, little shell transport takes place. Flat and channel can be distinguished by their differing degree of sorting. In the channel, shells with a high surface area/weight ratio such as *Tagelus* are preferentially transported and consequently sorted.

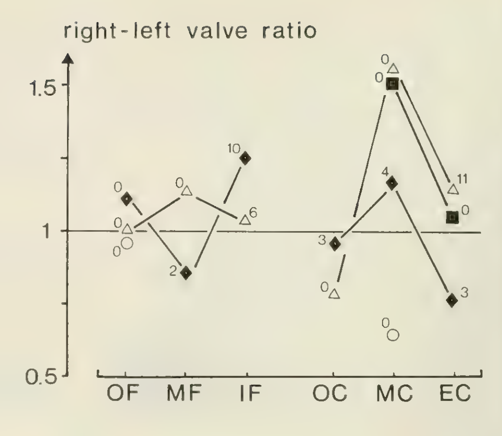


Fig. 17: Right-left valve ratio among shells of the target genera *Dosinia* (○), *Chione* (◆), *Tagelus* (△), and *Protothaca* (■). Figures refer to percentage of articulated shells. For remaining key see Fig. 3.

Fig. 18: Shells of target genera affected by loss of color. a: degree of loss of color in the subenvironments; b: percentage of epifauna among shells of target genera; c: alteration index; — = average value; ◆ = *Chione*; ■ = *Protothaca*; ▲ = *Cerithium*; for key to subenvironments see Fig. 3.

LOSS OF COLOR

Results

Very little loss of color occurs on the flat and color loss decreases landward (Fig. 18). Loss of color is far more pronounced in the channel, with a minimum in the mid channel.

Discussion

Loss of color in shells from the channel is a result of several factors: the increase in water energy leads to a more pronounced shell abrasion. In addition, repeatedly reworked shells which already suffered some early diagenetic discoloration accumulate in the channel as do shells eroded from Pleistocene rocks. Mixing of shells representing different periods of time is common in the outer channel, but also occurs in the estero channel. In the latter, loss of color is particularly common in shells which suffered maceration and are derived from chalky shell layers of the salt marsh.

Conclusions

(1) Flat and channel environments can be distinguished by their strongly differing degree of loss of color in shells.

(2) The mixing of shells representing three different ages (Recent, subrecent, and Pleistocene) can be demonstrated by comparing different degrees of color loss with other taphonomic parameters.

TAPHOFACIES MODEL

We constructed a taphofacies model (Speyer & Brett 1986) for the tidal flat complex by considering the various taphonomic agents and their impact on shells in the subenvironments of Bahia la Choya (Fig. 19).

In general, the importance of all physically controlled taphonomic agents decreases landward, paralleling the energy gradient. An exception is shell breakage which increases landward – a trend that indicates extensive biogenic fragmentation caused by predatory and scavenging organisms.

Flat and channel subenvironments can be distinguished by the taphonomic features of their hard parts. The preservation of hard parts in the channel is poorer than on the flat because of the higher energy level, higher density of herbivores and extensive mixing of Recent, subrecent and Pleistocene shells.

A landward decrease is also typical for some biologically controlled taphonomic agents. Both density and diversity of boring and encrusting organisms decrease toward the shore (Fig. 20), due to the increase of subaerial exposure in the same direction. Flat and channel subenvironments can be distinguished using the relative abundance of encrusting organisms (Fig. 20). The taphonomic history of some hard parts is largely governed by biological processes such as commensalism rather than environmental factors (e. g. the influence of hermit crabs on the taphonomic history of gastropod shells). In such cases, the preservation quality of hard parts does not necessarily correspond to the general trend.

Subenvironments can also be characterized by the range and mode of preservation exhibited by individual taxa. For example, Fig. 21 shows the distribution of *Chione* shells in preservation classes covering the total range of preservation quality. The four subenvironments: outer and mid channel and outer and mid flat respectively differ clearly from each other. On the flat, reasonably well preserved shells dominate, and preservation quality is higher on the mid than on the outer flat. In the channel, a broader range of preservation classes is present without a distinct peak. The shape of the histograms can be used to separate environments with high energy, low rates of sedimentation, and frequent reworking from those with lower energy and higher rates of sedimentation. A broad curve is indicative of high energy and relatively long exposure time of shells, while a curve with a strongly positive skew characterizes either the habitat of the species and/or a short exposure time. The histogram of the outer flat occupies an intermediate position between the two extremes as both frequent reworking and a high supply of fresh shells play a major role. The histograms can be also used to recognise admixture of shells derived from other environments or representing a different slice of time.

Kidwell et al. (1986) recognised three processes responsible for the formation of skeletal concentrations: sedimentologic, biogenic, and diagenetic processes. In the tidal complex of Bahia la Choya, diagenetic processes do not play a significant role outside the salt marsh. The genesis of the molluscan taphocoenoses is governed largely by a low rate of net sedimentation in combination with episodic high energy events (responsible for reworking). This results in the mixing of Recent, subrecent and, to a lesser extent, Pleistocene hard parts, whereby the degree of mixing decreases from the outer to the inner flat. Extensive time-averaging is therefore a major feature of Bahia la Choya taphocoenoses.

APPLICATION TO THE FOSSIL RECORD

In order to test the usefulness of the taphonomic agents for interpreting the environment and genesis of ancient shell beds, target genera from three samples representing different ages have been investigated in the same way as the taphocoenoses from the Recent tidal flat. The samples represent (a) the shelly spit, (b) subrecent beachrock, and (c) a poorly lithified Pleistocene sandstone.

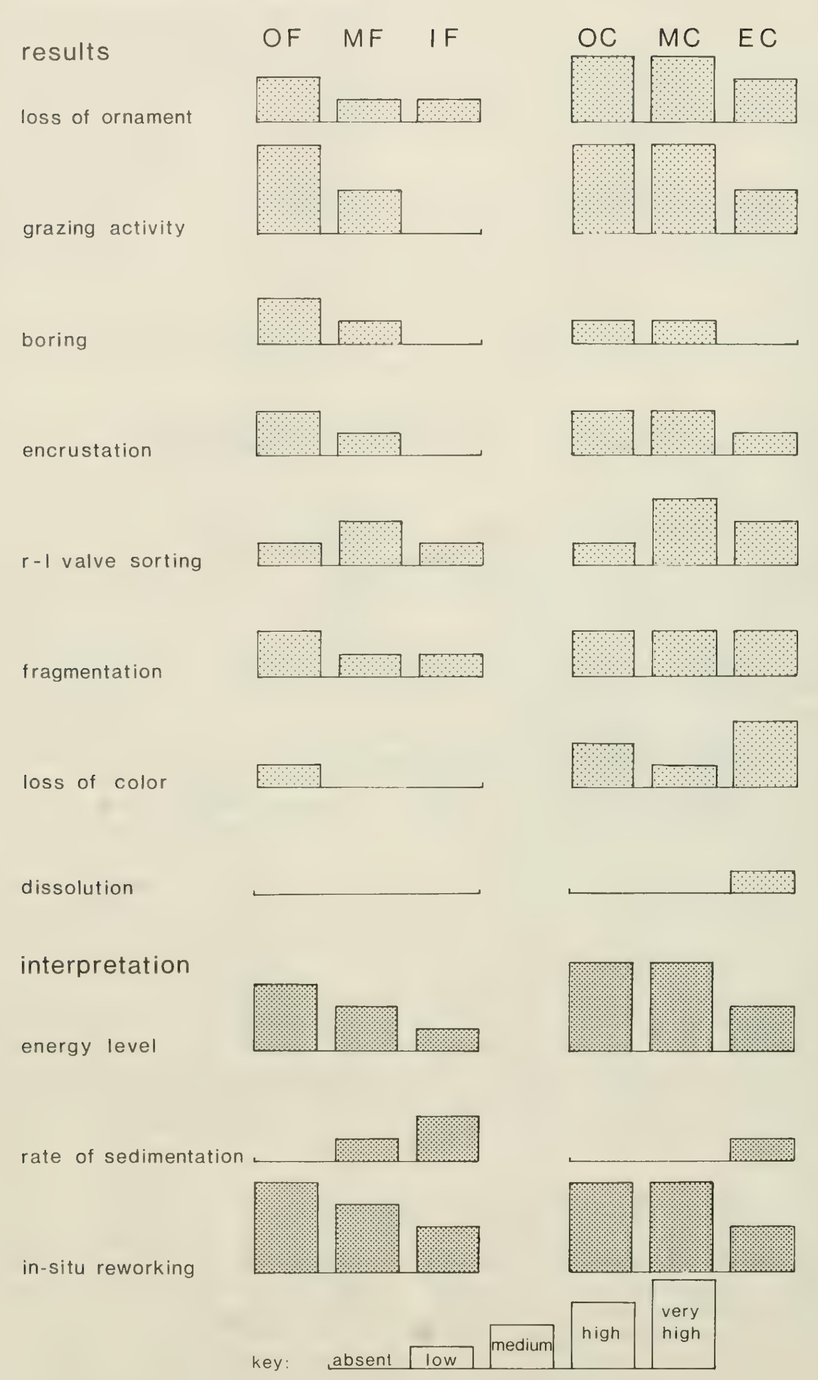
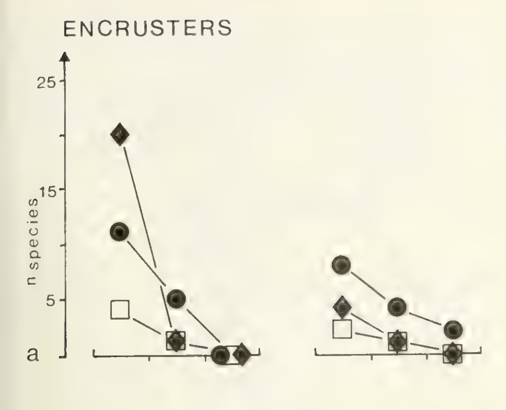


Fig. 19: Taphofacies model. For key to subenvironments see Fig. 3.





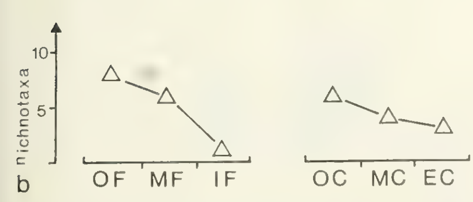


Fig. 20: Diversity of encrusting and boring organisms in the subenvironments. a: diversity of encrusting serpulids (●), bryozoans (◆), and foraminifera (□); b: diversity of ichnotaxa (△). For key to subenvironments see Fig. 3.

THE SPIT

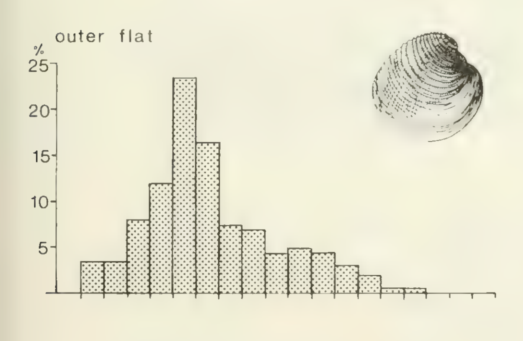
A spit, up to 3 m high, separates the tidal flat from the salt marsh. It consists nearly exclusively of shells and shell debris. On the salt marsh side of the spit, shell beds dip toward the marsh. The top of the spit is formed by a layer of sand, up to 1,5 m in thickness, on which cholla cactus and other Sonoran desert plants grow. This indicates that the spit is not active.

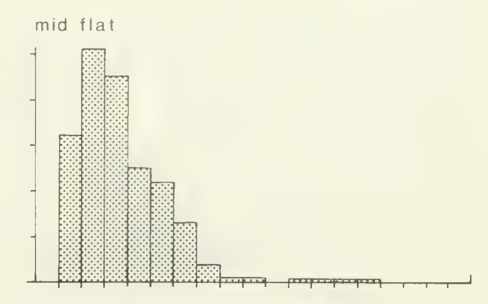
Shells of the spit, formerly white, have been discolored by iron oxide and have a brownish tinge which is characteristic of deposition in an oxidizing environment.

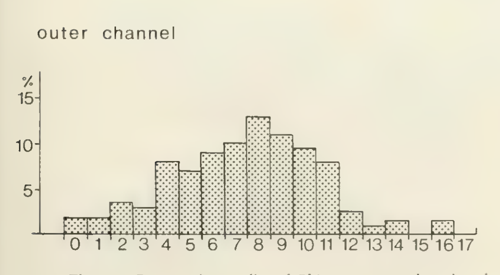
Fig. 22 sums up some taphonomic features of the target genera. The shells are only little encrusted or bored which suggests that they either are derived from an environment such as the mid or inner flat, or were covered by sediment for most of the time. The good preservation of *Chione fluctifraga* in particular speaks for short residence time on the sediment surface. However, as loss of ornament is very strong in most shells, a loss of encrusters by abrasion cannot be discounted. That such a loss is likely is corroborated by the remaining encrusters which are nearly invariably found on the inside of *Cerithium* shells. The primary degree of encrustation, therefore, cannot be reconstructed.

The difference in preservation quality between *Chione fluctifraga* and *C. californiensis* points to differences in their taphonomic history, with *C. californiensis* possibly experiencing a higher number of reworking cycles before finally becoming incorporated in the spit.

Loss of ornament is the most characteristic feature of the shells and helps to explain the genesis of the spit. The degree







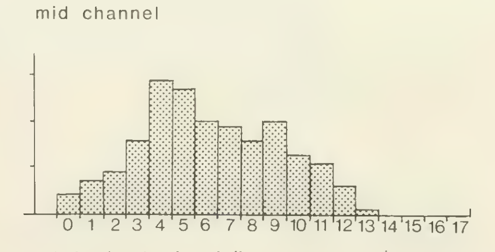


Fig. 21: Preservation quality of *Chione*. 0–17 = alteration classes. The higher alteration classes indicate poorer preservation.

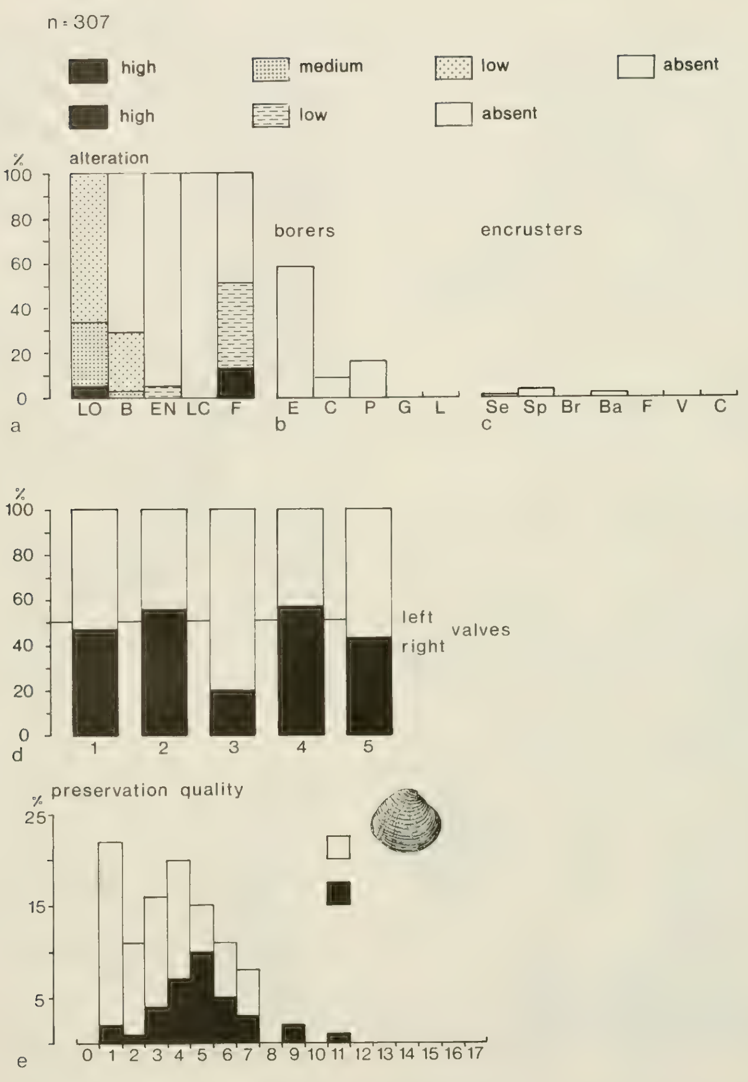


Fig. 22: Taphonomic features of shells of target genera from the spit. a: degree of alteration of shells; LO = loss of ornament; B = boring; EN = encrustation; LC = loss of color; F = fragmentation. b: percentage of shells bored by endolithic algae (EN), clionids (C), polychaetes (P), *Gastrochaena* (G), and *Lithophaga* (L). c: percentage of shells encrusted by serpulids (Se), *Spirorbis* (Sp), bryozoans (Br), balanids (Ba), foraminifera (F), vermetids (V), and corallinacean algae (C). d: right-left valve ratio; 1 = *Tagelus* sp.; 2 = *Protothaca grata;* 3 = *Dosinia ponderosa;* 4 = *Chione fluctifraga;* 5 = *Chione californiensis.* e: preservation quality of all *Chione* shells (white) and *Chione californiensis* (black). 0–17 = alteration classes, 0 = excellent, 17 = very poor.

of loss of ornament corresponds to that of the outer flat and the tidal channel, thus indicating a raised energy level. Shells and fragments exhibit well rounded edges and are strongly polished (e. g. Pl. 1, Fig. 3). According to Pilkey et al. (1967, 1979) this feature is characteristic of high wave energy and beach sedimentation. It seems therefore likely that the spit represents an ancient, now inactive, beach ridge formed during a slightly higher stand of sea level, when the present intertidal

flat was largely subtidal. Beach ridges with a similar internal structure have been described by THOMPSON (1968) from the Colorado delta. GIERLOFF-EMDEN (1959) notes that such beach ridges are also formed by spring tides at times of strongly reduced sedimentation.

BEACHROCK

The Pleistocene terrace in the northern part of the bay, situated now high in the intertidal zone, is overlain by a beachrock about 30 cm in thickness. It consists of a modera-

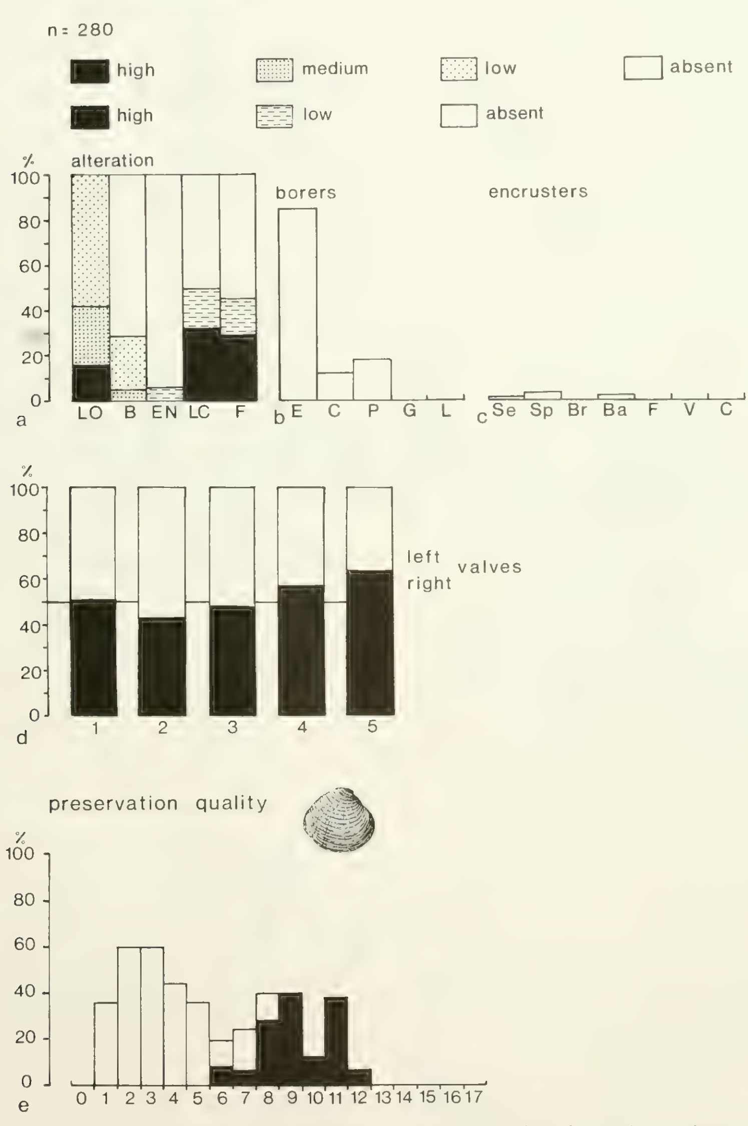


Fig. 23: Taphonomic features of shells of target genera from the beachrock. For key see Fig. 22. a: degree of alteration of shells; b: percentage of shells bored; c: percentage of shells encrusted; d: right-left valve ratio; 1 = *Dosinia ponderosa;* 2 = *Protothaca grata;* 3 = *Chione fluctifraga;* 4 = *Chione californiensis* (Recent); 5 = *Chione californiensis* (Pleistocene). e: preservation quality of *Chione.* White: all *Chione;* black: Pleistocene *Chione.*

tely well cemented conglomerate of shells, shell fragments, and reworked Pleistocene. The matrix between the shells is sandy to gravelly and frequently does not fill the available pore space.

The shells exhibit a medium degree of loss of ornament and a low degree of boring and encrustation (Fig. 23). The range of loss of color and fragmentation shows that hard parts from the Recent tidal flat and the Pleistocene have become incorporated in the beach rock. Pleistocene hard parts represent 28 % of the shells and consist solely of *Dosinia* and *Chione*. In *Dosinia* shells only the inner, homogeneous layer is preserved which is colored dark-brown (Pl. 4, Fig. 4). This is a result of the enrichment of the organic matrix during paramorphic transformation of the outer shell layers (Bathurst 1971: 497). The preservational differences between Recent and Pleistocene shells can be demonstrated by the preservation quality of *Chione* (Fig. 23 e). As all other taphonomic features of the Recent shells suggest little alteration, their residence time on the sea floor apparently was short before they became incorporated in the beachrock.

Preservational features of some *Chione* shells and of *Cerithium* indicates that the taphocoenosis of the beachrock contains also shells from the spit. This can be demonstrated by abrasion and discoloration patterns identical to those found in the spit.

Shells from three different sources have become mixed in the taphocoenosis of the beachrock. This can be shown by comparing the preservation quality of the shells. Most shells are derived from the Recent tidal flat, many are reworked from the Pleistocene, and some have come from the adjacent spit.

PLEISTOCENE

Most Pleistocene rocks in the vicinity of Bahia la Choya are well cemented, an exception being a poorly cemented, shelly, medium- to coarse-grained sandstone on the southern bank of the estero channel. The layer is about 60 cm thick, most shells are disarticulated and oriented convex-up (see also Aberhan & Fürsich, this volume) (Fig. 24 g).

Apart from recrystallized *Encope*, all shells are moderately to strongly macerated, but their ornament is largely preserved. The sandy matrix is cemented by a micritic high Mg-calcite cement, the source of which are most likely the shells themselves as small bivalves are partly preserved as internal molds and many large shells exhibit signs of solution. Incipient neomorphic transformation of shells can be observed whereby cavities are filled with dog tooth cement.

Apart from diagenetic breakage of *Chione pulicaria*, *Tagelus*, and *Dosinia* (e. g. Fig. 24 f) the degree of fragmentation is low, as is the degree of right-left valve sorting (Fig. 24 d).

There are two groups of shells which differ distinctly in their preservation quality (except for loss of ornament). The first group consists of strongly macerated shells *(Chione californiensis, C. pulicaria, C. fluctifraga, Tagelus* sp., *Cerithidea* sp.) which are little bored (mainly by polychaetes) and rarely encrusted by serpulids. The taphonomic features of this group point to an inner or mid flat origin of the shells when compared to present-day data. Alternatively, they could have been covered with sediment very quickly.

Shells of the second group *(Chione californiensis, Encope* sp.) are less strongly macerated and more frequently bored and encrusted by *Cliona, Gastrochaena, polydora,* and bryozoans and balanids respectively. Apparently, these shells had a longer residence time on the sea floor. Their taphonomic features are similar to those of Recent outer flat taphocoenoses. However, preservation quality of shells of the second group is only little lower than that of the first group (Fig. 24 e). It appears that both groups were not exposed to high energy conditions for any considerable length of time. Based just on taphonomic criteria, the origin of the shell bed cannot be reconstructed with certainty. Preservational features and orientation patterns point to relatively rapid deposition which could have been caused by a storm. Alternatively, the shell layer may represent the basal shell lag of a meandering tidal channel. The second possibility could explain the mixing of two differently preserved faunas representing different subenvironments. Older shells, representing an outer flat to very shallow subtidal environment, could have become exhumed through bank erosion and then mixed with shells derived from the surface of the flat. The relatively good preservation of the shells requires a high rate of lateral migration of the channel, quite in contrast to the present tidal channel (see also Aberhan & Fürsich, this volume).

FOSSILIZATION POTENTIAL OF TAPHONOMIC PARAMETERS

The three examples from the spit, beach rock, and Pleistocene show that a taphonomic analysis of shells often contributes substantially to the interpretation of a particular environment or of the genesis of a shell bed. However as the example of the Pleistocene shell bed illustrates, a taphonomic analysis should be accompanied by a sedimentological and palaeoecological analysis. One reason for this is that the fossilization potential of the various taphonomic features differs considerably and impairs the taphonomic analysis.

The fossilization potential of the shell ornament depends on the degree of shell solution and on the timing of cementation of the matrix. If cementation preceeds shell solution, an external mold can preserve evidence of pre-diagenetic loss of ornament depending on the the grain size of the matrix (e. g. Pl. 4, Fig. 7). Diagenetic artefacts such as selective dissolution along growth lines (e. g. Kamiya 1980) may overemphasize the primary ornament or even lead to formation of a secondary shell ornament (see also Flessa & Brown 1983).

Grazing traces have a very low fossilization potential. Rarely preserved in the fossil record (e. g. Voigt 1977, Akpan et al. 1982), their absence does not imply that grazing herbivores were not present.

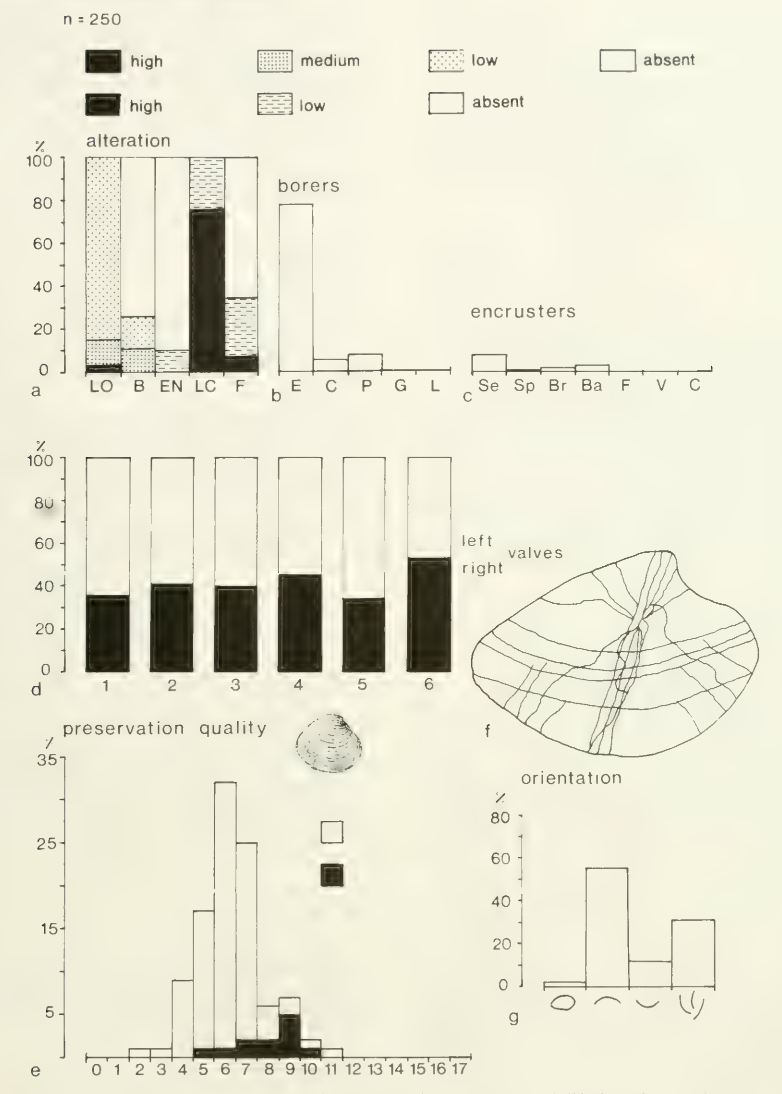


Fig. 24: Taphonomic features of shells of target genera from a Pleistocene shell bed. For key see Fig. 22. a: degree of alteration of shells; b: percentage of shells bored; c: percentage of shells encrusted; d: right-left valve ratio; 1 = *Dosinia ponderosa;* 2 = *Tagelus* sp.; 3 = *Chione pulicaria;* 4 = *Chione fluctifraga;* 5 = *Chione californiensis* type a; 6 = *Chione californiensis* type b; e: preservation quality of *Chione.* White: all *Chione;* black: *Chione californiensis* type b. f: breakage pattern of *Chione pulicaria.* g: cross-sectional orientation of shells.

Because the fill of borings is frequently cemented early on during diagenesis, traces of boring organisms are commonly preserved. Multiphased borings recording repeated burial and reworking can be recognised in the fossil record by different sediment fills or crossing over of borings which cannot have formed at the same time.

The fossilisation potential of encrusting organisms heavily depends on their skeletal mineralogy. For example, at higher average water temperatures serpulids change their skeletal mineralogy in favor of less stable carbonate phases which are more prone to dissolution than that of other encrusters (e. g. Chave 1964, Bornhold & Milliman 1973). The predomin-

antly calcitic bryozoans, in contrast, have a very high fossilisation potential, if they are not lost by abrasion. Aragonitic vermetids in turn are big enough to produce internal molds from which their presence can be reconstructed.

Degree of articulation and right-left valve sorting of shells can be established even when shells are very poorly preserved and thus have a very high fossilisation potential. Shell color, in contrast, may become bleached at any time and very rarely survives later stages of diagenesis.

In conclusion, it appears that several taphonomic features of molluscan shells are modified by or lost during diagenesis which itself is an important taphonomic parameter. Last not least, in strongly cemented rocks, much of the desired taphonomic information may be lost due to the difficulty of extracting the shells, molds or casts which record this information.

CONCLUSIONS

(1) The taphonomy of Recent mollusc shells from Bahia la Choya differs among the outer, mid, inner flat, and outer, mid, and estero channel subenvironments of the tidal flat complex. The tidal flat complex can be subdivided into taphofacies based on the degree of alteration of shells by biotic and abiotic taphonomic agents as well as on the diversity and density of biotic taphonomic agents.

(2) Loss of ornament, right-left valve sorting, boring, and encrustation are largely related to physical environmental gradients, in particular to rate of net sedimentation, water energy, time of subaerial exposure, and amount of sediment kept in suspension.

(3) In Bahia la Choya fragmentation is mainly caused by the activity of predatory and scavenging organisms, and is independant of physical parameters.

(4) The taphonomic history of the epifaunal gastropod *Cerithium* is greatly influenced by hermit crabs and their commensals and is therefore only partially related to physical parameters of the environment (see also FREY 1987).

(5) As some taphonomic parameters (e. g. fragmentation, loss of ornament) are produced by several agents, it is dangerous to base environmental interpretations on a single parameter only. Best results are achieved when sedimentologic, paleoecologic, and taphonomic criteria are combined.

(6) The taphonomic parameters of the tidal flat fauna suggest very low rates of net sedimentation and extensive time-averaging. This is in agreement with MELDAHL (1987) who reports radiocarbon dates of 3230 +/− 75 yrs b. p. for a large *Dosinia* shell collected from the sediment surface.

(7) In the fossil record, the usefulness of taphonomic parameters depends on their fossilization potential and on whether they can be extracted from the rock. Several important parameters are little affected by diagenesis and can be used to reconstruct the taphonomic history of shells and shell concentrations.

(8) The detailed investigation of the taphonomy of skeletal elements is a useful tool, when used in combination with other criteria, to reconstruct environments and origin of skeletal concentrations. An increasing knowledge of the autecology of biogenic taphonomic agents will enhance their usefulness for the interpretation of taphonomic data even further.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank MARTIN ABERHAN, KARL FLESSA and SUSI SCHÖDLBAUER for assistance with collecting the samples. KARL FLESSA critically read an earlier draft of the manuscript. In the field we enjoyed the hospitality of the Centro de Estudios de Desierto y Oceanos at Puerto Peñasco. The study was financially supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Fu 131/7−1) and a Feodor Lynen Fellowship of the Alexander von Humboldt Foundation (to F. T. F.).

REFERENCES

ABERHAN, M. & FÜRSICH, F. T. (1991): Paleoecology and paleoenvironments of the Pleistocene of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). − Zitteliana, **18**, 135−163, 15 figs, 4 pls, München.

ALEXANDERSSON, E. T. (1972): Shallow marine carbonate diagenesis as related to the carbonate saturation level in seawater. − Publ. Paleont. Inst. Univ. Uppsala, **126**, 1−10, 4 figs, Uppsala.

−− (1978): Destructive diagenesis of carbonate sediments in the eastern Skagerak, North Sea. − Geology, **6**, 324−327, 4 figs, Boulder, Co.

−− (1979): Marine maceration of skeletal carbonates in the Skagerak, North Sea. − Sedimentology, **26**, 845−852, 2 figs, Oxford.

AKPAN, E. B., FARROW, G. E. & MORRIS, N. (1982): Limpet grazing on Cretaceous algal-bored ammonites. − Palaeontology, **25**, 361−367, 2 figs, pl. 37, London.

ARNOLD, J. M., ARNOLD, K. O. (1969): Some aspects of hole-boring predation by *Octopus vulgaris*. − Amer. Zoologist, **9**, 991−996, 6 figs, Bloomington, Ind.

BATHURST, R. G. C. (1971): Carbonate Sediments and their Diagenesis. − Developments in Sedimentology, **12**, 620 pp., 359 figs, 24 pls, Elsevier, Amsterdam.

BEHRENS, E. W. & WATSON, R. L. (1969): Differential sorting of pelecypod valves in the swash zone. − J. sediment. Petrol., **39**, 159−165, 5 figs, 2 tabs., Tulsa, Okla.

BLAKE, J. A. (1969): Systematics and ecology of shell-boring polychaetes from New England. – Amer. Zoologist, **9**, 813–820, 8 figs, Bloomington Ind.

BOEKSCHOTEN, G. J. (1966): Shell-borings of sessile epibiontic organisms as paleoecological guides (with examples from the Dutch Coast). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **2**, 333–379, 16 figs, 3 pls, Amsterdam.

BORNHOLD, B. D. & MILLIMAN, J. D. (1973): Generic and environmental control of carbonate mineralogy in serpulid (polychaete) tubes. – J. Geol., **81**, 363–373, 8 figs, Chicago, Ill.

BOUCOT, A. J., BRACE, W. & DE MAR, R. (1958): Distribution of brachiopod and pelecypod shells by currents. – J. sediment. Petrol., **28**, 321–332, 6 figs, Tulsa, Okla.

BRETT, C. E. & BAIRD, G. C. (1986): Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation, based on fossil preservation. – Palaios, **1**, 207–227, 13 figs, Tulsa, Okla.

BROMLEY, R. G. (1978): Bioerosion of Bermuda reefs. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **23**, 169–197, 18 figs, Amsterdam

–– (1981): Concepts in ichnotaxonomy illustrated by small round holes in shells. – Acta geol. Hispanica, **16**, 55–64, 1 fig., 2 pls, Barcelona.

–– & D'ALESSANDRO, A., (1984): The ichnogenus "*Entobia*" from the Miocene, Pliocene and Pleistocene of southern Italy. – Rivista Ital. Paleont. Strat., **90**, 227–296, 13 figs, pls 16–29, Milano.

BRUSCA, R. C. (1980): Common intertidal invertebrates of the Gulf of California. – 513 pp., 14 pls, University of Arizona Press, Tucson, Az. (2nd edit.).

CADÉE, G. C. (1968): Molluscan biocoenoses and thanatocoenoses in the Ria de Arosa, Galicia, Spain. – Zool. Verh., **95**, 1–125, 52 figs, 6 pls, Leiden.

CANU, F. & BASSLER, R. S. (1923): North American later Tertiary and Quaternary Bryozoa. – Smithsonian Institution, US. Natl. Mus. Bull., **125**, 1–244, 38 figs, 47 pls, Washington, DC.

CARRIKER, M. & YOCHELSON, E. L. (1968): Recent gastropod boreholes and Ordovician cylindrical borings. – US. Geol. Surv. Prof. Paper, **B 593**, 1–26, 2 figs, 5 pls, Washington, DC.

CARTER, J. G. (1978): Ecology and evolution of the Gastrochaenacea, with notes on the evolution of the endolithic habitat. – Bull. Peabody Mus. Nat. Hist., **41**, 1–92, 67 figs, New Haven, Conn.

CARTER, R. M. (1968): On the biology and paleontology of some predators of bivalved mollusks. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **4**, 29–65, 10 figs, 2 pls, Amsterdam.

CHAVE, K. E. (1964): Skeletal durability and preservation. – In: IMBRIE, J. & NEWELL, N. (eds.): Approaches to Paleoecology, 377–387, 3 figs, New York.

DE GROOT, R. A. (1977): Boring sponges (Clionidae) and their tracefossils from the coast near Rovinj (Yugoslavia). – Geol. Mijnbouw, **56**, 168–181, 27 figs, Amsterdam.

DRISCOLL, E. G. (1967): Experimental field study of shell abrasion. – J. sediment. Petrol., **37**, 1117–1123, 2 figs, Tulsa, Okla.

–– (1970): Selective bivalve destruction in marine environments, a field study. – J. sediment. Petrol., **40**, 898–905, 4 figs, Tulsa, Okla.

–– & WELTIN, T. P. (1973): Sedimentary parameters as factors in abrasive shell reduction. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **13**, 275–288, 6 figs, Amsterdam.

EHRENBERG, K. (1930): Erhaltungszustände und Vorkommen der fossilen Reste und die Methoden ihrer Erforschung. – In: ABDERHALDEN, E. (ed.): Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden, **10**, 751–881, 30 figs, Berlin.

–– (1931): Über Lebensspuren von Einsiedlerkrebsen. – Palaeobiologica, **4**, 137–174, pls 10–15, Wien.

EVANS, J. W. (1968): The effect of rock-hardness and other factors on the shape of the burrow of the rock-boring clam *Penitella penita*. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **4**, 271–278, 1 fig., Amsterdam.

FARROW, G. E. (1972): Periodicity structures in the bivalve shell: Analysis of stunting in "*Cerastoderma edule*" from the Burry inlet (South Wales). – Palaeontology, **15**, 61–72, 8 figs, pls 8–10, London.

FAUVEL, P. (1927): Polychètes sedentaires; addenda aux Errantes, Archiannélides, Myzostomaires. – Faune de France, **16**, 1–494, 152 figs, Paris.

FLESSA, K. W. & BROWN, T. J. (1983): Selective solution of macroinvertebrate calcareous hard-parts: a laboratory study. – Lethaia, **16**, 193–205, 10 figs, Oslo.

FREY, R. W. (1987): Hermit crabs: neglected factors in taphonomy and paleoecology. – Palaios, **2**, 313–322, Tulsa, Okla.

–– & HOWARD, J. D. (1986): Taphonomic characteristics of offshore mollusk shells, Sapelo Island (Georgia). – Tulane Studies in Geol. Paleont., **19**, 51–62, 5 figs, New Orleans.

FURSICH, F. T., FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. P. & SCHÖDLBAUER, S. (1991): Sedimentary habitats and molluscan faunas of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18**, 5–51, München.

–– & OSCHMANN, W. (1986): Storm shell beds of *Nanogyra virgula* in the Upper Jurassic of France. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1986, 141–161, 10 figs, Stuttgart.

FUTTERER, E. (1978): Untersuchungen über Sink- und Transportgeschwindigkeit biogener Hartteile. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **155**, 318–356, 17 figs, Stuttgart.

GIERLOFF-EMDEN, H. G. (1959): Lagunen, Nehrungen, Strandwälle und Flußmündungen im Geschehen tropischer Flachlandküsten. – Z. Geomorph., Neue Folge, **3**, 29–46, 10 figs, Berlin.

GOLUBIC, S., PERKINS, R. D. & LUKAS, K. J. (1975): Boring microorganisms and microborings in carbonate substrates. – In: FREY, R. W. (ed.): The Study of Trace fossils, 229–260, 10 figs, Berlin.

GYGI, R. A. (1975): *Sparisoma viride* (Bonnaterre), the Stoplight Parrotfish, a major sediment producer on coral reefs of Bermuda. – Eclogae geol. Helv., **68**, 327–359, 11 figs, Bâle.

HARTMAN, O. (1969): Atlas of the sedentariate polychaetous annelids from California. – Allen Hancock Misc. Publ., 820 pp., 167 figs, Univ. of Southern California, Los Angeles, Ca.

HARTMAN, W. D. (1958): Natural history of the marine sponges of southern New England. – Bull. Peabody Mus. Nat. Hist., **12**, 1–155, 46 figs, 12 pls, New Haven, Conn.

HARTMAN-SCHRÖDER, G. (1967): Zur Morphologie, Ökologie und Biologie von *Mercierella enigmatica* (Serpulidae, Polychaeta) und ihrer Röhre. – Zool. Anzeiger **179**, 421–456, 24 figs, Leipzig.

HERTLEIN, L. G. & EMERSON, W. K. (1956): Marine Pleistocene invertebrates from near Puerto Peñasco, Sonora, Mexico. – Trans. San Diego Soc. Nat. Hist., **12**, 154–176, 2 figs, San Diego, Ca.

HOLLMANN, R. (1968): Zur Morphologie rezenter Molluskenbruchschille. – Paläont. Z., **42**, 217–235, 14 figs, pls 22–23, Berlin.

KAMIYA, H. (1980): Some observations of selective alteration of aragonitic shells relating to growth-lines. – In: OMORI, K. & WATABE, H. (eds.): The mechanism of biomineralisation in animals and plants. Proc. Third Int. Symp. Biomin., 263–268, 6 figs, Tokai Univ. Press, Tokyo.

KELLY, S. R. A. & BROMLEY, R. G. (1984): Ichnological nomenclature of clavate borings. – Palaeontology, **27**, 793–807, 11 figs, London.

KIDWELL, S. M., FÜRSICH, F. T. & AIGNER, T. (1986): Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. – Palaios, **1**, 228–238, 5 figs, Tulsa, Okla.

KLÄHN, H. (1932): Der quantitative Verlauf der Aufarbeitung von Sanden, Geröllen und Schalen im wässrigen Medium. – N. Jb. Min. Geol. Pal., Abt. B, Beil. Bd., **67**, 313–412, 25 figs, Stuttgart.

KORNICKER, L. S., WISE, C. D. & WISE, J. M. (1963): Factors affecting the distribution of opposing mollusc shells. – J. sediment. Petrol., **33**, 703–712, 7 figs, Tulsa, Okla.

KREISA, R. D. & BAMBACH, R. K. (1982): The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and event stratification, 200–207, 2 figs, Springer, New York.

LAGAAIJ, R. & GAUTIER, Y. V. (1965): Bryozoan assemblages from marine sediments of the Rhone delta, France. – Micropaleontology, **11**, 39–58, 34 figs, New York.

LEWY, Z. (1981): Maceration of calcareous skeletons. – Sedimentology, **28**, 893–895, 1 fig., Oxford.

MEHLDAHL, K. H. (1987): Sedimentologic, stratigraphic and taphonomic implications of biogenic stratification. – Palaios, **2**, 350–358, 7 figs; Tulsa, Okla.

MÜLLER, A. H. (1962): Lehrbuch der Paläozoologie. Bd. I, Allgemeine Grundlagen. – 378 pp., 228 figs, Fischer, Jena. (2nd edit.)

–– (1979): Fossilization (Taphonomy). – In: ROBISON, R. A. & TEICHERT, C. (eds.): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part A, Introduction, A2–A78, 55 figs, The Geological Society of America, Boulder, Co. & The University of Kansas, Lawrence, Ka.

NEUMANN, A. C. (1966): Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rates of the sponge *Cliona lampa*. – Limnol. Oceanogr., **11**, 92–108, 11 figs, Lawrence, Ka.

NORRIS, R. D. (1986): Taphonomic gradients in shelf fossil assemblages, Pliocene Purisma Formation, California. – Palaios, **1**, 256–270, 14 figs, Tulsa, Okla.

NORTH, W. J. (1954): Size distribution, erosive activities and gross metabolic efficiency of the marine intertidal snails *Littorina planaxis* und *Littorina scutulata*. – Biol. Bull., **106**, 185–197, 7 figs, Woodshole, Mass.

OSBURN, R. C. (1950–1953): Bryozoa of the Pacific coast of America, Part I–III. – Allan Hancock Pac. Expedition, **14** (1–3), 784 pp., 86 pls, Univ. Southern California Press, Los Angeles, Ca.

PARSCH, K. O. A. (1956): Die Serpuliden-Fauna des Südwestdeutschen Jura. – Palaeontographica, A, **107**, 211–240, 3 pls, Stuttgart.

PERKINS, R. D. & TSENTAS, C. J. (1976): Microbial infestations of carbonate substrates, planted on the St. Croix shelf, West Indies. – Bull. Soc. Geol. Amer., **87**, 1615–1628, 46 figs, Boulder, Co.

PILKEY, O. H., FIERMAN, E. J. & TRUMBULL, J. V. A. (1979): Relationship between physical condition of the carbonate fraction and sedimentary environments: Northern Puerto Rican shelf. – Sediment. Geol., **24**, 283–290, 2 figs, Amsterdam.

––, MORTON, R. W. & LUTERNAUER, J. (1967): The carbonate fraction of beach and dune sands. – Sedimentology, **8**, 311–327, 5 figs, Amsterdam.

PRATJE, O. (1929): Fazettieren von Molluskenschalen. – Paläont. Z., **11**, 151–169, 71 figs, Berlin.

PYTKOWICZ, R. M. (1969): Chemical solution of calcium carbonate in sea water. – Amer. Zoologist, **9**, 673–680, 5 tabs., Bloomington, Ind.

QUENSTEDT, W. (1928): Über die Erhaltungszustände von Muscheln und ihre Entstehung. – Palaeontographica, **71**, 1–66, 2 pls, Stuttgart.

RIDER, J. & COWEN, R. (1977): Adaptive architectural trends in encrusting Ectoprocta. – Lethaia, **10**, 29–41, 8 figs, Oslo.

RIOJA, E. (1942a): Estudios anélidologicos IV: Observaciones sobre espécies de "Serpulidos" de la costas del pacifica de Mexico, con descripcion de una espécie nuova del genero "Hydroides". – Ann. Inst. Biol. Univ. Mex., **13**, 125–136, 31 figs, Mexico City.

–– (1942b): Estudios anélidologicos V: Observaciones acerca de algunas espécies del genero "Spirorbis" de las costas mexicanas del Pacifico. – Ann. Inst. Biol. Univ. Mex., **13**, 137–153, 68 figs, Mexico City.

RÜTZLER, U. (1975): The burrowing sponges of Bermuda. – Smithsonian Contrib. Zool., **165**, 1–32, 26 figs, Washington, DC.

SCHÄFER, W. (1962): Aktuopaläontologie nach Studien in der Nordsee. – 666 pp., 277 figs, 36 Taf., Waldemar Kramer Verl., Frankfurt/M.

SCHNEIDER, G. (1976): Biological and inorganic factors in the destruction of limestone coasts. – Contrib. Sedimentol., **6**, 1–112, 25 figs, 11 pls, Stuttgart.

SCHOPF, T. J. M. (1969): Paleoecology of Ectoprocts (Bryozoans). – J. Paleont., **43**, 234–244, 5 figs, Tulsa, Okla.

SOULE, J. D. & SOULE, D. F. (1969): Systematics and biogeography of burrowing bryozoans. – Amer. Zoologist, **9**, 791–802, 7 figs, Bloomington, Ind.

SPEYER, S. E. & BRETT, C. (1986): Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies. – Palaios, **1**, 312–327, 5 figs, Tulsa, Okla.

STACH, L. W. (1936): Correlation of zoarial form with habitat. – J. Geol., **44**, 60–65, 1 fig., Chicago, Ill.

SWINCHATT, J. P. (1969): Algal boring: a possible depth indicator in carbonate rocks and sediments. – Bull. Geol. Soc. Amer., **80**, 1391–1396, 2 figs, Boulder, Co.

TAUBER, A. F. (1942): Postmortale Veränderungen an Molluskenschalen und ihre Auswertbarkeit für die Erforschung vorzeitlicher Lebensräume. – Palaeobiologica, **7**, 448–495, 15 figs, 4 pls, Wien.

TAYLOR, J. D. & LAYMAN, M. (1972): The mechanical properties of bivalve (Mollusca) shell stuctures. – Palaeontology, **15**, 73–87, 10 figs, London.

THOMPSEN, E. (1977): Relations between encrusting bryozoans and substrate: an example from the Dan of Denmark. – Bull. Geol. Soc. Denmark, **26**, 133–145, 11 figs, Copenhagen.

THOMPSON, R. W. (1968): Tidal flat sedimentation on the Colorado River delta, north-west Gulf of California. – Mem. Geol. Soc. Amer., **107**, 1–133, 35 figs, 25 pls, Boulder, Co.

TREVIN, N. H. & WELSH, W. (1972): Transport, breakage and sorting of the bivalve *Mactra corallina* on Aberdeen Beach, Scotland. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **12**, 193–204, 3 figs, Amsterdam.

VOGEL, K., GOLUBIC, S. & BRETT, C. E. (1987): Endolithic associations and their relations to facies distribution in the Middle Devonian of New York State, U.S.A. – Lethaia, **20**, 263–290, 14 figs, Oslo.

VOIGT, E. (1975): Tunnelbaue rezenter und fossiler Phoronidea. – Paläont. Z., **49**, 135–167, 2 figs, 18 pls, Berlin.

–– (1977): On grazing traces produced by the radula of fossil and Recent gastropods and chitons. – In: CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. (eds.): Trace fossils 2, Geol. J. Spec. Issue, **9**, 335–346, 4 pls, Liverpool.

WARME, J. E. (1969): Live and dead molluscs in a coastal lagoon. – J. Palaeont., **43**, 141–150, 2 figs, Tulsa, Okla.

–– (1970): Traces and significance of marine rock borers. – In: CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. (eds.): Trace fossils, Geol. J. Spec. Issue, **3**, 515–526, 4 pls, Liverpool.

–– (1975): Borings as trace-fossils and the process of marine bioerosion. – In: FREY, R. W. (ed.): The study of trace fossils, 181–227, 28 figs, Springer, Berlin.

WIEDEMANN, H. U. (1972): Shell deposits and shell preservation in Quaternary and Tertiary estuarine sediments in Georgia, USA. – Sediment. Geol., **7**, 103–125, 5 figs, 2 pls, Amsterdam.

YOUNG, H. R. & NELSON, C. S. (1985): Biodegradation of temperate water skeletal carbonates by boring sponges on the Scott Shelf, British Columbia, Canada. – Marine Geol., **65**, 33–45, 4 figs, Amsterdam.



TAFELN

Plate 1

Fig. 1: Range of preservation quality of *Chione californiensis* illustrated by preservation classes II, 0, I, I (upper row from left to right) and II, II, III (lower row from left to right). Middle row: reworked Pleistocene shells. ×0.6. (BSP 1990 XI 27–34).

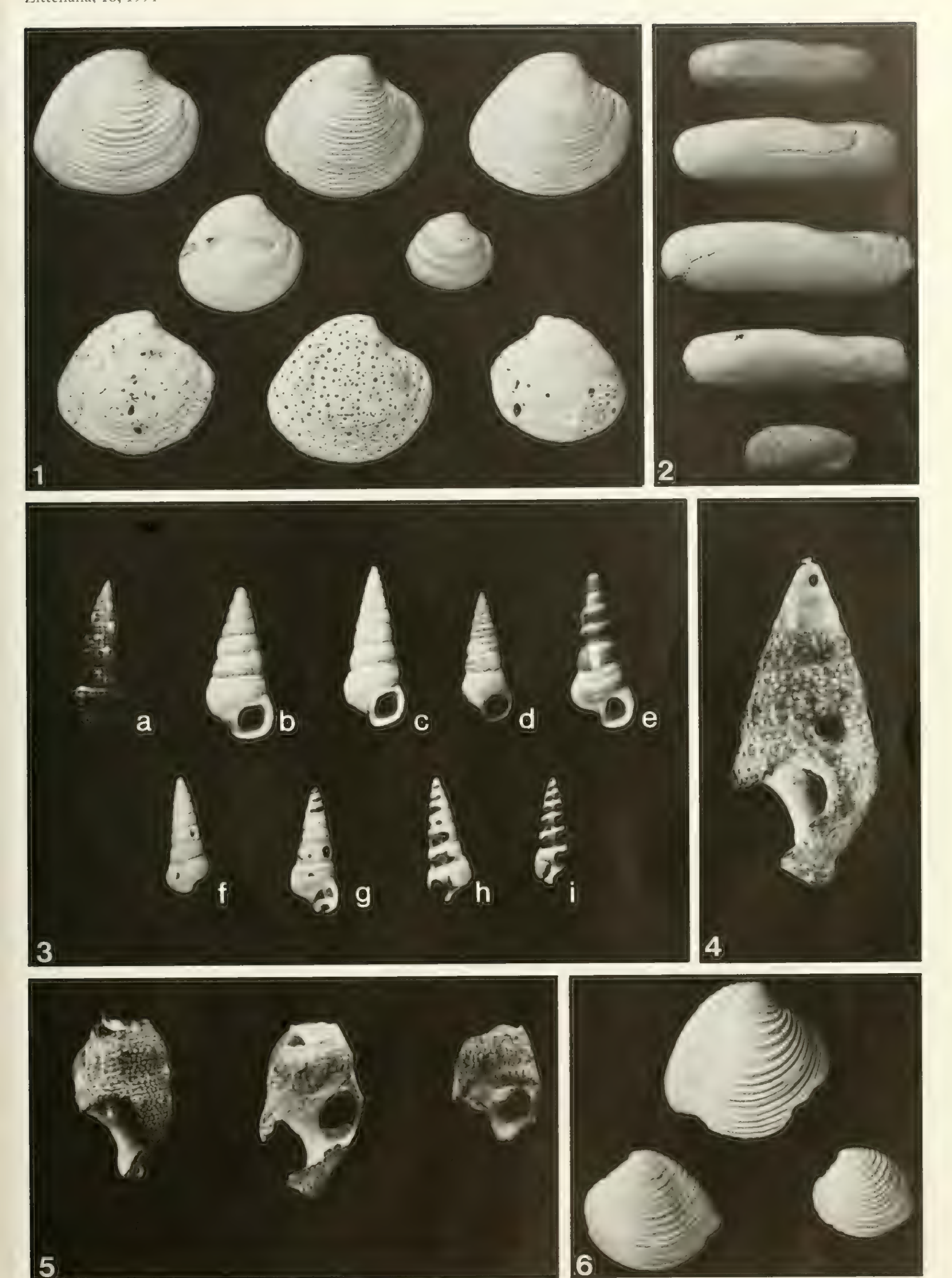
Fig. 2: Range of preservation of *Tagelus* sp.; tidal flat. ×0.5 (BSP 1990 XI 35–39).

Fig. 3: Range of preservation quality of *Cerithidea mazatlanica.* a, d: live specimens; e: strongly abraded specimen from the shelly spit; f–i: typical preservation quality of specimens from the channel. ×1 (BSP 1990 XI 40–48).

Fig. 4: Shell of *Cerithium stercusmuscarum* with *Oichnus simplex* (near apex), *Oichnus paraboloides* (midway on the spire), and predation mark of crab (at aperture); outer flat. ×2 (BSP 1990 XI 49).

Fig. 5: Shells of *Cerithium stercusmuscarum.* Breakage caused by crab predation; tidal flat. ×2 (BSP 1990 XI 50–52).

Fig. 6: Chipped shells of *Chione californiensis.* Breakage caused by predators; tidal flat. ×0.7 (BSP 1990 XI 53–55).



FEIGE, A. and FÜRSICH, F. T.: Taphonomy of the Recent molluscs. Plate 1

Plate 2

Fig. 1: Range of preservation quality of *Encope grandis*, outer flat; scale in cm.

Fig. 2: Preservation of shell ornament of a Pleistocene gastropod as cast made by encrusting bryozoans. The gastropod shell has been nearly completely dissolved. Borings of *Entobia* and *Caulostrepsis* in the shell, however, have been preserved as moulds. ×2.5.

Fig. 3: Shell of *Dosinia ponderosa*, strongly abraded by endophytes and rasping herbivores; tidal flat. ×0.5 (BSP 1990 XI 56).

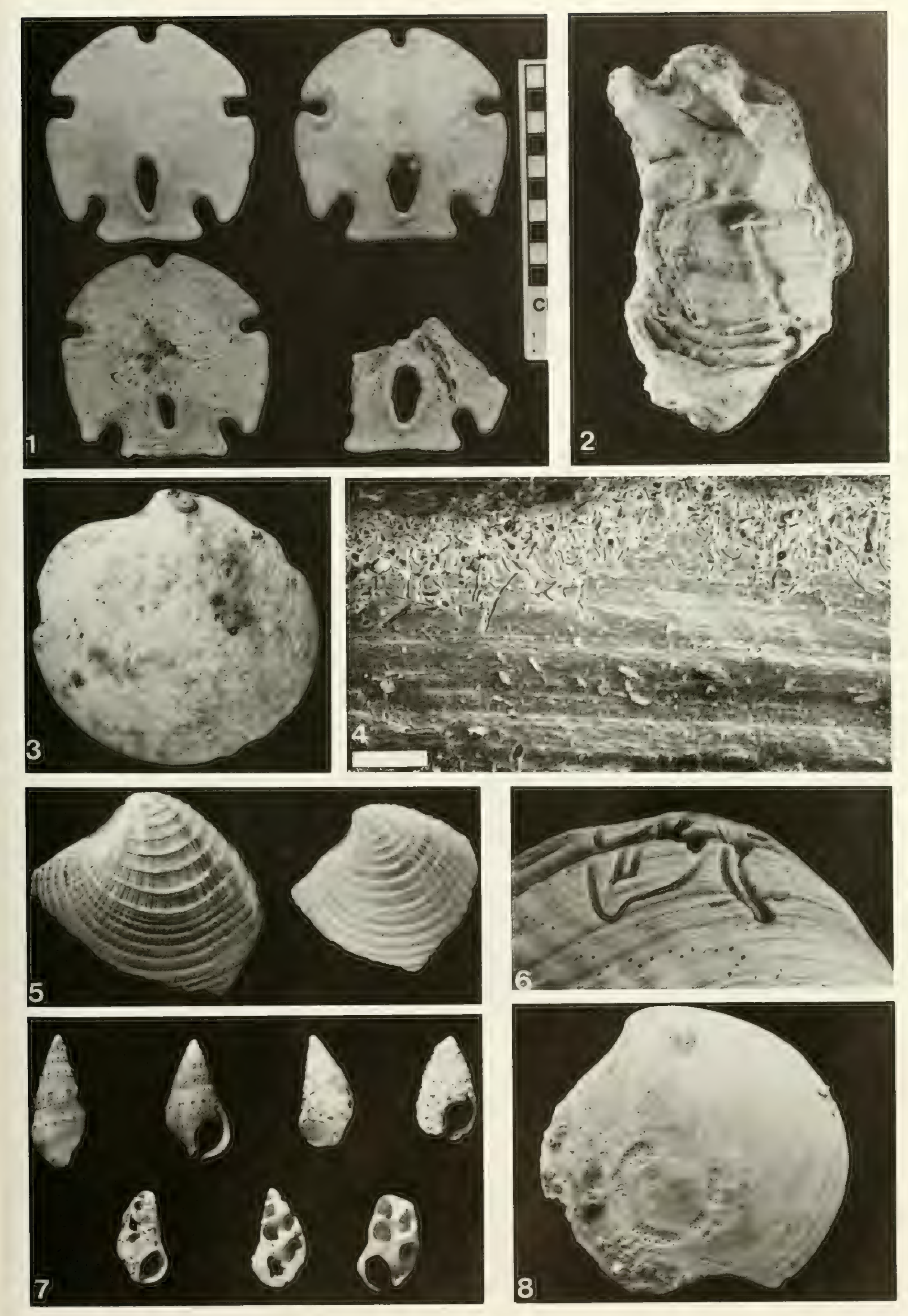
Fig. 4: Borings of endophytes; cross-section through *Tagelus* sp.; tidal flat. SEM photograph; scale: 100 μm.

Fig. 5: Fragmentation of *Chione californiensis* caused by predators. Note the sharp edges and the otherwise excellent preservation of the shells; tidal flat. ×1.3 (BSP 1990 XI 57–58).

Fig. 6: *Caulostrepsis* sp., the boring of a polydorid polychaete, in the posterior end of *Chione californiensis*. The position of the boring indicates that infestation by the polydorid took place while the bivalve was in growth position; tidal flat. ×3.5.

Fig. 7: Range of preservation in *Cerithium stercusmuscarum*; tidal flat and channel. ×1 (BSP 1990 XI 59–65).

Fig. 8: Circular groove on shell of *Dosinia ponderosa* caused by *Crucibulum spinosum*; outer flat. ×1 (BSP 1990 XI 66).



FEIGE, A. and FÜRSICH, F. T.: Taphonomy of the Recent molluscs.

Plate 2

Plate 3

Borings of clionid sponges from the Recent tidal flat.

Figs. 1, 2: *Entobia megastoma.* Fig. 1: resin cast, ×4 (BSP 1990 XI 67); Fig. 2: pattern of apertures on *Dosinia ponderosa;* ×0.5 (BSP 1990 XI 68).

Figs. 3, 4: *Entobia laquaea;* Fig. 3: resin cast, ×3.7 (BSP 1990 XI 69); Fig. 4: pattern of boring on *Dosinia ponderosa;* ×1.3 (BSP 1990 XI 70).

Figs. 5, 6: *Entobia paradoxa* on *Dosinia ponderosa;* Fig. 5: pattern of boring; ×1.5; Fig. 6: resin cast; ×4.5 (BSP 1990 XI 71).

Fig. 7: Wall structure of *Entobia* and spiculae. SEM photograph, ×300.

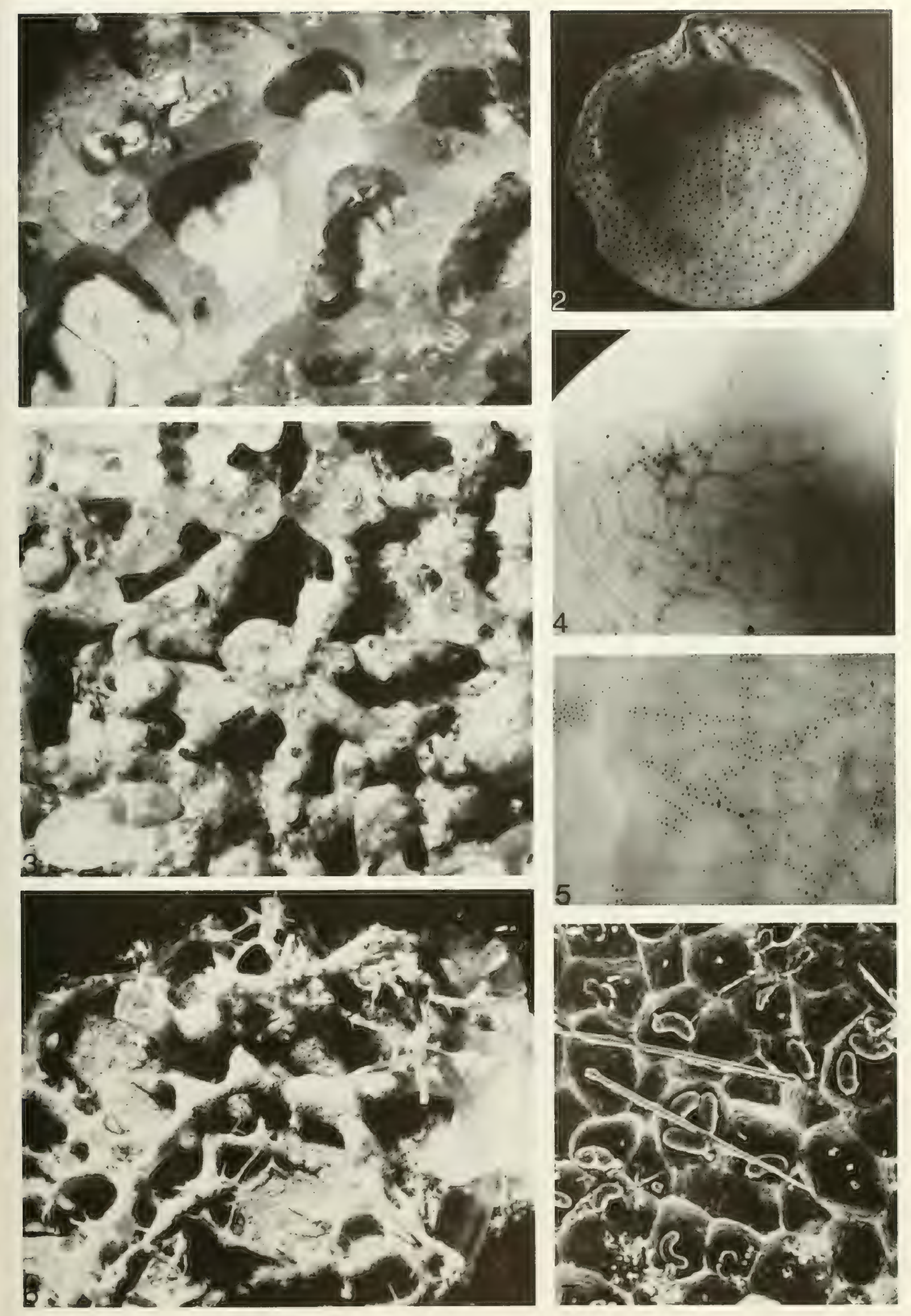


Plate 4

Fig. 1: Range of preservation quality of Recent *Dosinia ponderosa* (BSP 1990 XI 72–75).

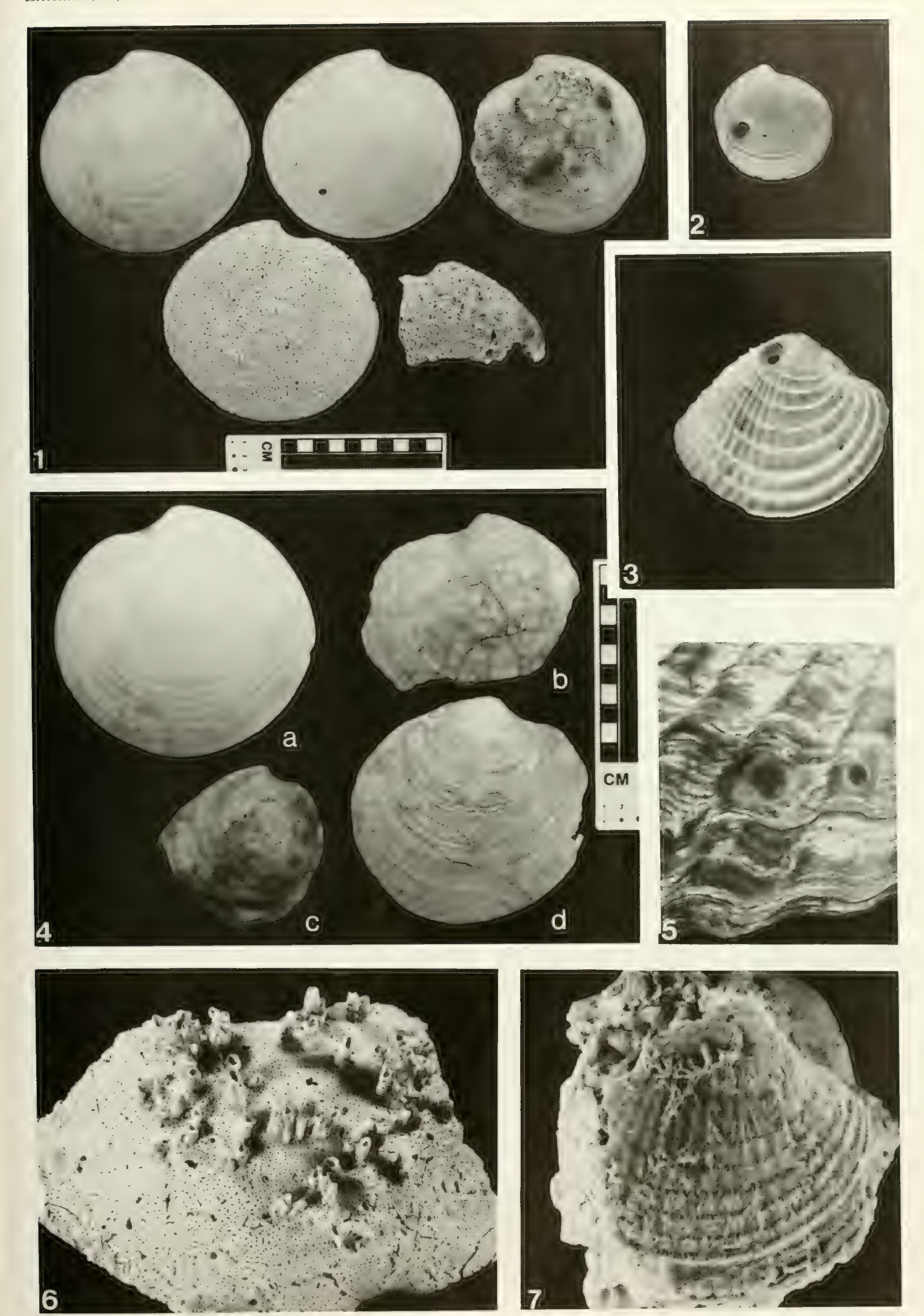
Figs. 2, 3: *Oichnus paraboloides* in shell of *Felaniella sericata* (Fig. 2) and juvenile *Chione californiensis* (Fig. 3); tidal flat. ×2.

Fig. 4: Range of preservation quality of *Dosinia ponderosa* from the beachrock (b–d) (BSP 1990 XI 76) as opposed to specimen from the Recent outer flat (a) (BSP 1990 XI 72).

Fig. 5: *Oichnus simplex* produced by *Octopus* in shell of *Cardita affinis;* rocky outer flat. ×4 (BSP 1990 XI 77).

Fig. 6: Calcareous siphonal tubes of *Gastrochaena;* outer flat. ×1 (BSP 1990 XI 78).

Fig. 7: External mould of *Chione californiensis* from the Pleistocene. Both shell ornament and the sponge boring *Entobia* have been preserved by early lithification of the surrounding sediment. ×2 (BSP 1990 XI 79).



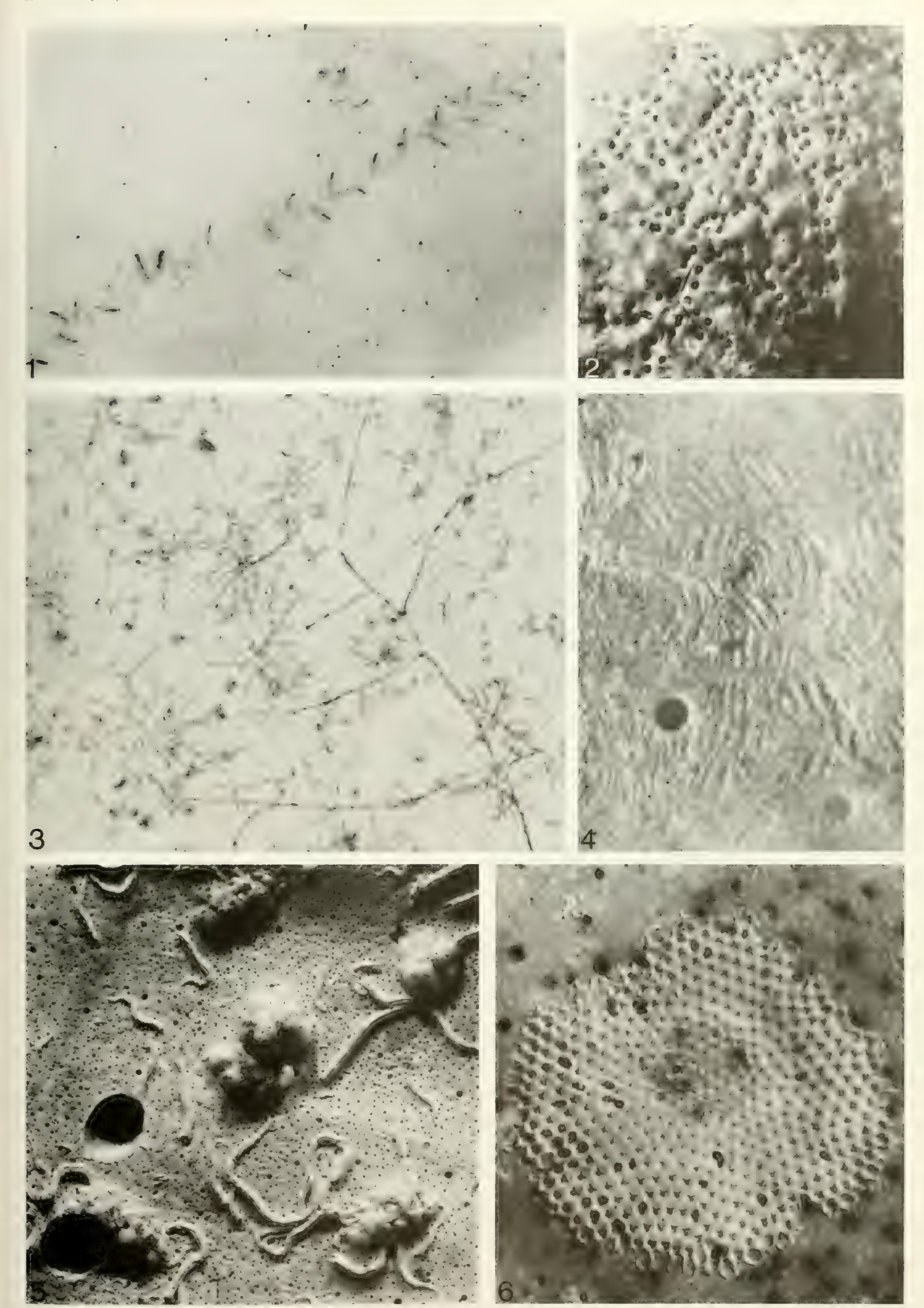
FEIGE, A. and FÜRSICH, F. T.: Taphonomy of the Recent molluscs.

Plate 4

Plate 5

Bioerosion and borings in shells from the tidal flat.

Fig. 1: Boring bryozoan *Spathipora mazatlanica;* ×12.
Fig. 2: Boring bryozoan *Penetrantia densa;* ×12.
Fig. 3: Phoronid boring *(Talpina* sp.); ×
Fig. 4: Bioeroded surface of *Dosinia ponderosa* caused by herbivores grazing on epilithic and endolithic thallophytes. ×40.
Fig. 5: "Igloos" produced by the boring bivalve *Gastrochaena.* ×2 (BSP 1990 XI 75).
Fig. 6: *Floridina antiqua* (Bryozoa); ×2.



Feige, A. and Fürsich, F. T.: Taphonomy of the Recent molluscs. Plate 5

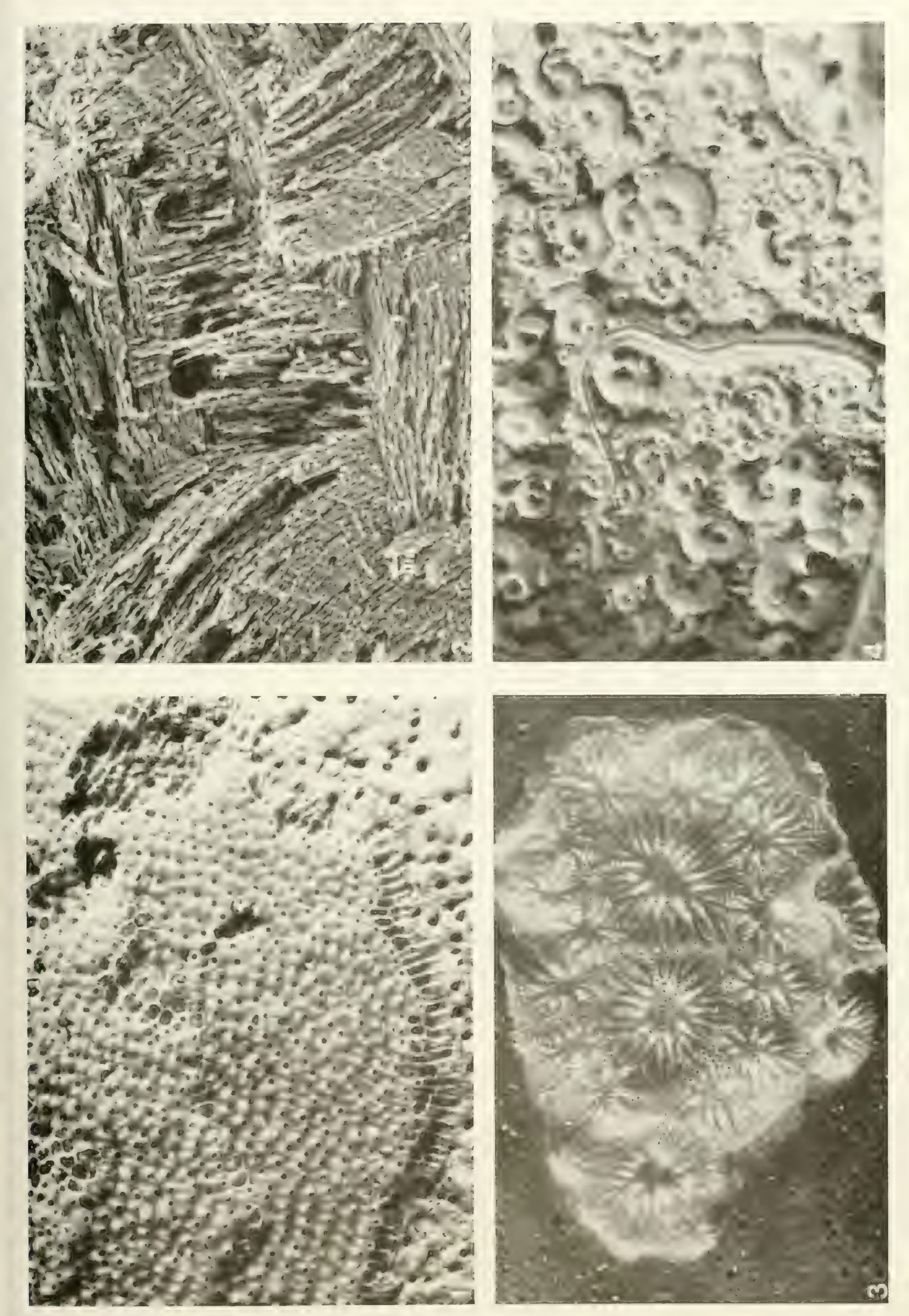
Plate 6

Fig. 1: *Schizoporella unicornis* (Bryozoa); tidal flat. ×10.

Fig. 2: Maceration of the crossed lamellar layer of *Chione californiensis* from a layer of chalky molluscs of the salt marsh. SEM Photograph, ×12.

Fig. 3: *Lichenopora intricata* (Bryozoa); ×7 (BSP 1990 XI 80).

Fig. 4: Inside of *Chione* shell densely encrusted by serpulids *(Pomatoceras* cf. *polytrema* and *Spirorbis (Pileolaria)* cf. *variabilis);* tidal channel; ×7.5 (BSP 1990 XI 81).



FEIGE, A. and FÜRSICH, F. T.: Taphonomy of the Recent molluscs. Plate 6



Zitteliana	18	135–163 Seiten	4 Tafeln	München, 30. 4. 1991	ISSN 0373-9627

Paleoecology and paleoenvironments of the Pleistocene deposits of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico)

By

MARTIN ABERHAN & FRANZ T. FÜRSICH *)

With 15 figures in the text and 4 plates

ABSTRACT

Late Pleistocene (Sangamonian) sediments in the vicinity of Bahia la Choya consist of shell-rich, in places cobbly, fine- to coarse-grained sandstones. The rich benthic macrofauna is represented by 115 species with bivalves being the most diverse and most abundant group. Taphonomic data suggest that shell concentrations formed either by low rates of net sedimentation, by storms, or, most commonly, by a combination of both. Five recurrent associations (*Chione* A, *Chione* B, *Ostrea-Chione*, *Donax-Felaniella*, and balanid-vermetid) are recognized which apparently underwent differing degrees of time-averaging. The associations exhibit a good correlation with parameters of the substrate such as grain size and substrate consistency. Based on taphonomic, ecologic, and sedimentological criteria, the depositional environment of the Pleistocene ranged from the very shallow sandy subtidal to the rocky intertidal.

KURZFASSUNG

Spätpleistozäne Sedimente in der Umrandung von Bahia la Choya, einer Bucht am Nordostrand des Golfs von Kalifornien, bestehen aus schillreichen, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, die an manchen Lokalitäten zahlreiche gerundete Blöcke enthalten. Die benthonische Makrofauna besteht aus 115 Arten, wobei Muscheln die arten- und individuenreichste Gruppe sind. Die taphonomische Analyse ergab, daß die Schillagen teils durch eine niedrige Nettosedimentationsrate, teils durch Stürme gebildet wurden, am häufigsten jedoch durch eine Kombination beider Faktoren. Die palökologische Analyse der Fauna ergab fünf Assoziationen (*Chione* A, *Chione* B, *Donax-Felaniella*, *Ostrea-Chione* und Balaniden-Vermetiden). Die zum Teil erheblichen Schwankungen der Diversitätswerte innerhalb einzelner Assoziationen dürften auf Unterschiede in der zeitlichen Mittelung der Faunen zurückzuführen sein. Die Assoziationen zeigen eine gute Korrelation mit Eigenschaften des Substrats, vor allem der Korngröße und der Festigkeit. Aufgrund sedimentologischer, taphonomischer und ökologischer Kriterien sowie durch einen Vergleich mit heutigen Milieus von Bahia la Choya läßt sich das Ablagerungsmilieu des Pleistozäns gut eingrenzen. Es reichte vom sehr flachen, sandigen Subtidal bis zum geröllführenden Intertidal.

INTRODUCTION

Along the shores of the Gulf of California, Pleistocene (Sangamonian) rocks, representing shallow water deposits, occur at various localities (e. g. DURHAM 1950, HERTLEIN 1957, HERTLEIN & EMERSON 1959, EMERSON 1960, EMERSON & HERTLEIN 1964, STUMP 1975, 1981, BECKVAR & KIDWELL 1988). Due to their young age and mollusc fauna, which is very similar to that of present-day nearshore environments, they are ideal objects for paleoecological analysis. One of these occurrences are the rocks fringing the small embayment of Bahia la Choya, north of Puerto Peñasco (Fig. 1). Although easily accessible and very fossiliferous, the rocks have been little studied in the past. The aim of the present study is to describe these Pleistocene rocks in detail, to record the benthic macrofauna, analyse its taphonomic history and paleoecology, and reconstruct the depositional environments.

* M. ABERHAN, F. T. FÜRSICH, Institut für Paläontologie der Universität, Pleicherwall 1, W-8700 Würzburg, Germany.

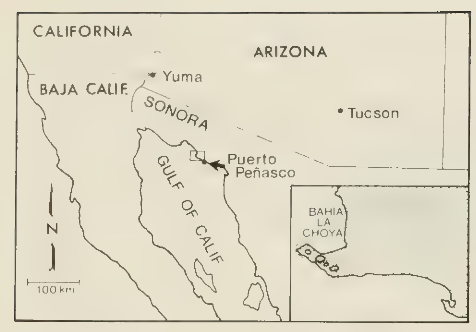


Fig. 1: Locality map.

Bahia la Choya is a macrotidal system with a spring tidal range of 7.9 m (Thomson et al. 1969). Due to very low rates of net sedimentation, patches of Pleistocene rocks occur on the tidal flat and in very shallow subtidal areas. More prominently, Pleistocene rocks form a high intertidal terraced platform in the northern part of the bay. Smaller outcrops occur along the southern, rocky shore of Bahia la Choya, where Pleistocene sediments often form a thin veneer on top of, or occupy pockets between, crystalline rocks. More extensive sections occur near Pelican Point (Fig. 2, locality 6). Small, isolated outcrops also exist in the tidal channel of the flat and along the southern bank of the channel in the salt marsh.

The Pleistocene rocks consist of strongly to poorly cemented, fine- to coarse-grained sandstones and conglomerates. Shells and shell fragments, predominantly of molluscan origin, constitute an important part of the sediment and frequently form skeletal concentrations. This fauna was first mentioned and identified by Hertlein & Emerson (1956) who listed 33 species of bivalves and 26 species of gastropods. Based on the great similarity of the fossil fauna of Bahia la Choya to that of other Pleistocene localities as well as to that of Recent shallow subtidal and intertidal faunas, Hertlein & Emerson (1956) assumed a Late Pleistocene age of the terraces (see also Stump 1981). Radiometric dating of rocks in comparable stratigraphic positions along the Sonoran coast yielded ages between 80,000 and 120,000 years (Bernat et al. 1980, Ortlieb 1982, 1984 a). This implies that the deposits formed during the last interglacial stage (Sangamonian) when the mean sea level was up to 9 m higher than at present times (Ortlieb 1984 b).

Taphonomic studies have been carried out on shell beds in the Pleistocene terrace of Punta Chueca (Beckvar & Kidwell 1988) and Stump (1975) analysed the paleoecology of mollusc assemblages of the Puerto Libertad region. Based on a brief comparison of the Puerto Libertad fauna and that of two other localities with the fauna of the Bahia la Choya Pleistocene, Stump (1981) interpreted the Bahia la Choya deposits as having formed in sandy to hard substrates of the intertidal and subtidal.

METHODS

Six sections, varying between 1 and 7 m in thickness were measured in the immediate vicinity of the bay (Fig. 2). Lateral variations in thickness, bed contacts, grain size, mineralogic composition, and sedimentary structures were recorded. In addition, observations on bioturbation, biofabric, and percentage of articulated shells were made. Sixteen fossiliferous bulk samples were taken back to the laboratory and mechanically disaggregated to obtain the macrofauna. This fauna was identified using Keen (1971), Keen & Coan (1976), and Brusca (1980). For each species, the following data were recorded:

- number of right and left valves,
- number of articulated specimens,
- number of bored and encrusted specimens,
- diversity (number of species) and taxonomic composition of encrusters and borers,
- preservation quality,
- maximum size, and
- number and size of internal moulds.

Fragments counted as one individual, if the hinge (in the case of bivalves) or more than half the shell (in the case of gastropods) was preserved.

Acetate peels and thin sections of each sample provided informations on biofabric, grain size distribution, sorting, shell density and the diagenetic history of the Pleistocene rocks.

LITHOFACIES

Six sections, ranging from 0.4 to 7.0 m in thickness, were measured and sampled (Fig. 2). The sediments consist of fossiliferous, strongly to poorly cemented, fine to coarse-grained sandstones and conglomerates. They rest unconformably on Mid-Tertiary(?) granites or basalts. Due to a high rate of bioturbation and a generally low rate of net sedimentation, sedimentary structures are rare. Lithofacies vary laterally between sections (Fig. 2). Sections 5 and 6 typically contain abundant pebbles and cobbles up to 50 cm in diameter, whereas sections 1, 2, 3 and 4 have few pebbles and cobbles and are generally better sorted.

The most conspicuous feature of the sediments are the skeletal concentrations (e. g. Pl. 1, Figs 2–3). The degree of packing ranges from bioclast-supported (e. g. Pl. 2, Fig. 1) to matrix-supported. Shells are usually well preserved but in some cases small, thin, and/or aragonitic shells are preferentially dissolved and are now represented by casts and molds.

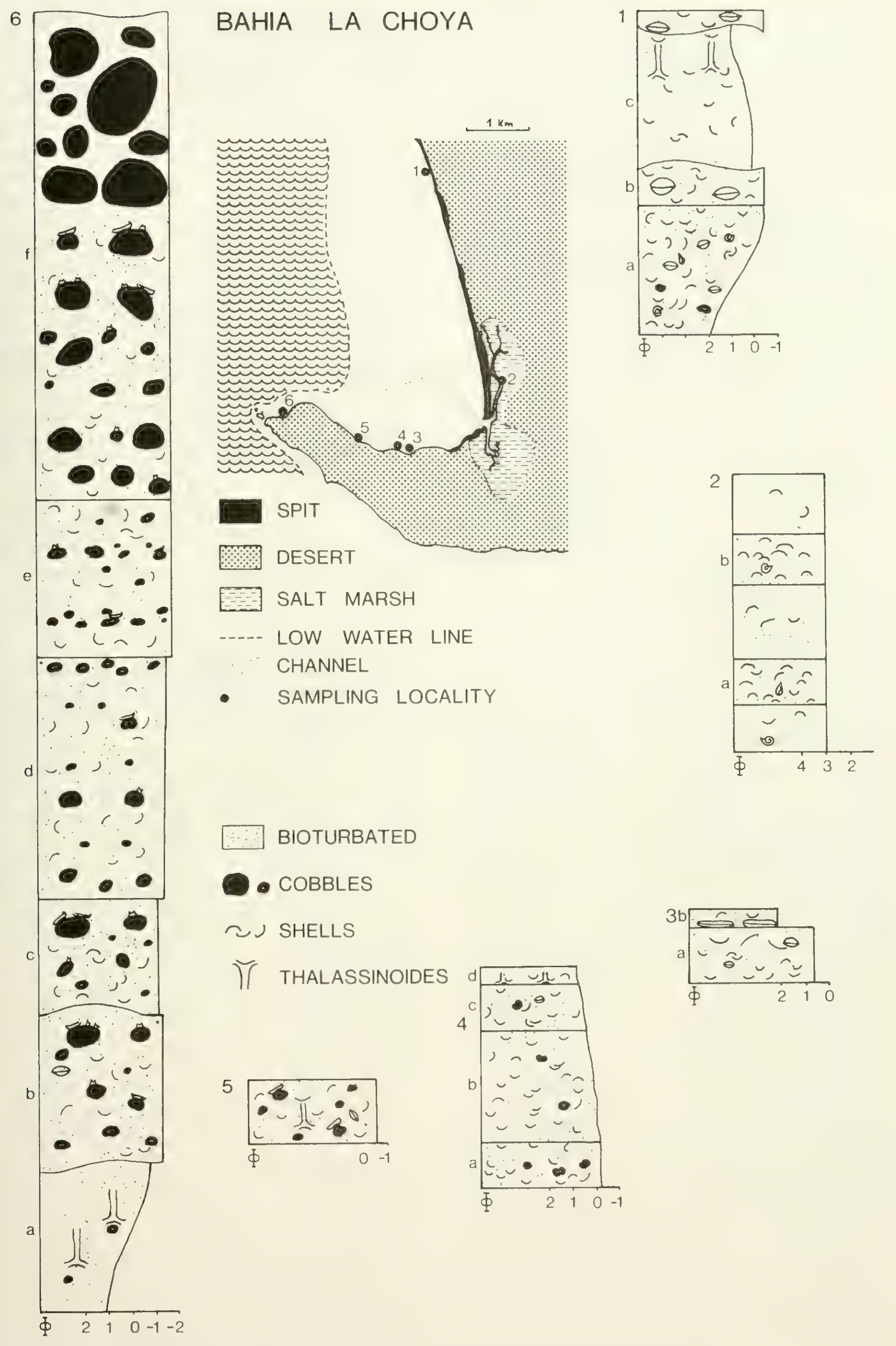


Fig. 2: Sampling localities (1–6) and sections of Pleistocene rocks in the vicinity of Bahia la Choya.

The highly diverse benthic fauna is dominated by bivalves and gastropods. At one locality barnacles are the most abundant faunal element. Most bivalves are oriented convex-down or oblique. In some layers articulated shells are common.

Cryptocrystalline micrite cement is responsible for cementation. Furthermore fibrous and fine-granular cement A are common on micritizised shells (Pl. 2, Fig. 5). Dog-tooth cement is rare. Most of the carbonate and non-carbonate components have micrite envelopes. Recrystallisation of shell material is common (Pl. 2, Fig. 4).

FAUNAL COMPOSITION

More than 4600 specimens were collected, representing 115 species of marine invertebrates (62 species of bivalves, 49 species of gastropods, 2 species of barnacles, 1 scaphopod and 1 echinoid). Bivalves are by far the most abundant group. Table 1 lists all species in systematic order together with information on life habits, feeding habits, and substrate preferences. 55.4 % of the species are infaunal, 44.6 % are epifaunal. Most of the species are suspension-feeders (56.3 %), followed by carnivores (20.5 %), detritus-feeders (13.4 %) and herbivores (9.0 %). 65.2 % prefer soft substrate, 33.9 % occur in or on hard substrate.

All of the identified species occur in shallow subtidal and intertidal environments of Bahia la Choya today. Most are adapted to strong fluctuations of environmental parameters, such as temperature, salinity, and oxygen content.

Table 1: List of species encountered in Pleistocene rocks at Bahia la Choya with information on life habits, feeding habits, and substrate preferences of species. – EC: epifaunal cemented; EB: epibyssate; EF: epifaunal free living; IS shallow infaunal; ID: deep infaunal; trophic groups: D: deposit-feeder; S: suspension-feeder; H: herbivore; C: carnivore; substrate: s: soft; h: hard.

BIVALVIA	LIFE HABIT	TROPHIC GROUP	SUB-STRATE
Nucula (Nucula) declivis HINDS 1843	IS	D	s
Arca (Arca) mutabilis (SOWERBY 1833)	EB	S	h
Barbatia (Calloarca) alternata (SOWERBY 1833)	EB	S	h
B. (Fugleria) illota (SOWERBY 1833)	EB	S	h
Anadara (Larkinia) multicostata (SOWERBY 1833)	EB	S	s
Arcopsis solida (SOWERBY 1833)	EB	S	h
Glycymeris (Glycymeris) gigantea (REEVE 1843)	IS	S	s
G. (Tucetona) multicostata (SOWERBY 1833)	IS	S	s
Brachidontes semilaevis (MENKE 1849)	IS	S	h
Lithophaga (Labis) sp.	IS	S	h
Modiolus capax (CONRAD 1837)	EB	S	h
Atrina sp.	IS	S	s
Pteria sterna (GOULD 1851)	EB	S	h
Ostrea sp.	EC	S	h
Pecten (Oppenheimopecten) vogdesi ARNOLD 1906	EF	S	s
Argopecten circularis (SOWERBY 1835)	EF	S	h
Anomia adamas GRAY 1850	EB	S	h
Cardita (Byssomera) affinis SOWERBY 1833	EB	S	h
Lucina (Callucina) lampra (DALL 1901)	ID	S	s
Parvilucina (Parvilucina) mazatlanica (CARPENTER 1855)	ID	S	s
P. (Cavilinga) prolongata (CARPENTER 1857)	ID	S	s
Ctena mexicana (DALL 1901)	ID	S	s
Diplodonta orbella (GOULD 1852)	IS	S	s
Felaniella (Zemysia) sericata (REEVE 1850)	ID	S	s
Orobitella obliqua (HARRY 1969)			
Chama sp.	EC	S	h
Trachycardium (Mexicardia) panamense (SOWERBY 1833)	IS	S	s
Trigoniocardia (Trigoniocardia) granifera (BRODERIP & SOWERBY 1829)	IS	S	s
Laevicardium elatum (SOWERBY 1833)	IS	S	s
L. elenense (SOWERBY 1840)	IS	S	s
Tivela (Tivela) byronensis (GRAY 1838)	IS	S	s
Pitar (Pitar) helenae OLSSON 1961	IS	S	s
Megapitaria squalida (SOWERBY 1835)	IS	S	s
Dosinia dunkeri (PHILIPPI 1844)	IS	S	s
D. ponderosa (GRAY 1838)	IS	S	s
Chione (Chione) californienses (BRODERIP 1835)	IS	S	s
C. (Chionista) fluctifraga (SOWERBY 1853)	IS	S	s
C. (Chionopsis) gnidia (BRODERIP & SOWERBY 1829)	IS	S	s
C. (C.) pulicaria (BRODERIP 1835)	IS	S	s
C. (Lirophora) mariae (D'ORBIGNY 1846)	IS	S	s
Protothaca (Tropithaca) grata (SAY 1831)	IS	S	s
Mactra (Mactrotoma) nasuta GOULD 1851	IS	S	s
M. (Micromactra) californica CONRAD 1837	IS	S	s
Raeta undulata (GOULD 1851)	IS	S	s
Tellina (Angulus) meropsis DALL 1900	ID	D	s
T. (Eurytellina) simulans C. B. ADAMS 1852	ID	D	s

	LIFE HABIT	TROPHIC GROUP	SUB-STRATE
T. (Laciolina) ochracea CARPENTER 1864	ID	D	s
Leporimetis (Florimetis) cognata (PILSBRY & VANATTA 1902)	ID	D	s
Strigilla (Pisostrigilla) interrupta MOERCH 1860	ID	D	s
Tellidora burneti (BRODERIP & SOWERBY 1829)	ID	D	s
Donax gracilis HANLEY 1845	IS	S	s
D. navicula HANLEY 1845	IS	S	s
Heterodonax pacificus (CONRAD 1837)	IS	S	s
Tagelus (Tagelus) sp.	ID	S	s
Semele flavescens (GOULD 1851)	ID	D	s
S. jovis (REEVE 1853)	ID	D	s
Solen (Solen) rosaceus CARPENTER 1864	IS	S	s
Cryptomya californica (CONRAD 1837)	ID	S	s
Corbula (Caryocorbula) marmorata HINDS 1843	IS	S	s
C. (Juliacorbula) bicarinata SOWERBY 1833	IS	S	s
C. (J.) biradiata SOWERBY 1833	IS	S	s
Cyathodonta sp.			
GASTROPODA			
Diodora inaequalis (SOWERby 1835)	EF	H	h
Collisella stanfordiana (BERRY 1957)	EF	H	h
Tegula (Agathistoma) felipensis McLEAN 1970	EF	H	h
T. (A.) mariana DALL 1919	EF	H	h
T. (Chlorostoma) rugosa (A. ADAMS 1853)	EF	H	h
Turbo (Callopoma) fluctuosus WOOD 1828	EF	H	h
Nerita (Theliostyla) funiculata MENKE 1851	EF	H	h
Theodoxus (Vittoclithon) luteofasciatus MILLER 1879	EF	H	h
Turritella anactor BERRY 1957	IS	S	s
T. leucostoma VALENCIENNES 1832	IS	S	s
Modolus disculus (PHILIPPI 1846)	EF	?	h
Vermetus (Thylaeodus) indentatus (CARPENTER 1857)	EC	S	h
Tripsycha (Eualetes) centiquadra (VALENCIENNES 1846)	EC	S	h
Dendropoma lituella (MOERCH 1861)	EC	S	h
Cerithium (Thericium) stercusmuscarum VALENCIENNES 1833	EF	H	h
Cerithidea mazatlanica CARPENTER 1857	EF	D	s
Rhinocoryne humboldti (VALENCIENNES 1832)	EF	D	s
Hipponix panamensis C. B. ADAMS 1852	EF	S	h
Calyptraea (Calyptraea) mamillaris BRODERIP 1834	EF	S	h
Crepidula striolata MENCKE 1851	EF	S	h
Crucibulum (Crucibulum) scutellatum (WOOD 1828)	EF	S	h
C. (C.) spinosum (SOWERBY 1824)	EF	S	h
Natica (Natica) chemnitzii PFEIFFER 1840	IS	C	s
Polinices (Polinices) uber (VALENCIENNES 1832)	IS	C	s
SCAPHOPODA			
Dentalium sp.	IS	D	s
ECHINOIDEA			
Encope sp.	IS	D	s
Neverita (Glossaulax) reclusiana (DESHAYES 1839)	IS	C	s
Cymatium (Turritriton) gibbosum (BRODERIP 1833)	EF	C	h
Hexaplex erythrostomus (SWAINSON 1831)	EF	C	h
Acanthina angelica OLDROYD 1918	EF	C	h
Neorapana tuberculata (SOWERBY 1835)	EF	C	h
Solenosteira macrospira BERRY 1957	EF	C	h
Columbella sp.	EF	S	h
Anachis sp.	EF	D	h
Melongena patula (BRODERIP & SOWERBY 1829)	EF	C	s
Nassarius (Nassarius) versicolor (C. B. ADAMS 1852)	EF	C	s
N. (Phrontis) iodes (DALL 1917)	EF	C	s
N. (Phrontis) brunneostoma (STEARNS 1893)	EF	C	s
Fusinus sp.	EF	C	s
Oliva (Oliva) incrassata (LIGHTFOOD 1786)	IS	C	s
O. (O.) spicata (ROEDDING 1798)	IS	C	s
Agaronia testacea (LAMARCK 1811)	IS	C	s
Olivella (Olivella) dama (WOOD 1928 ex MAWE, MS)	IS	C	s
Conus (Lepteconus) regularis SOWERBY 1833	EF	C	s
C. (Ximeniconus) perplexus SOWERBY 1857	EF	C	s
Terebra armillata HINDS 1844	IS	C	s
T. elata HINDS 1844	IS	C	s
Pyramidella sp.	EF	C	s
Bulla (Bulla) gouldiana PILSBRY 1895	IS	C	s
Acteocina inculta (GOULD & CARPENTER 1857)	IS	C	s
Melampus (Melampus) mousleyi BERRY 1964	EF	H	s
CIRRIPEDIA			
Balanus improvisus DARWIN 1854	EC	S	h
Tetraclita sp.	EC	S	h

TAPHONOMY

MODES OF SHELL BED FORMATION

The taphonomic features of skeletal concentrations are a powerful tool for deciphering their mode of formation (e. g. KIDWELL et al. 1986). In this study, taphonomic parameters such as right/left valve ratio of bivalves, degree of articulation, abrasion and fragmentation, encrustation, bioerosion, chemical dissolution, orientation, shell density and maximum size of shells within the various species are used to distinguish three modes of shell bed formation. Table 2 summarizes the expected taphonomic features ("taphofacies" sensu SPEYER & BRETT 1986) of shell concentrations formed by

(a) short-term events (e. g. storms).

(b) long-term wave and current action, and

(c) omission.

Table 2: Taphonomic features of shell beds formed by three different modes.

	concentration of shells by		
taphonomic parameters	short term events (storms)	long term wave and current action	omission
percentage of articulation	high - medium	low	low
right-left valve ratio	≈1	≠1	≈1
abrasion and breakage	medium - low	high	low
bioerosion and encrustation	low	medium	high
orientation		convex up	

Shell beds formed by short-term events

Recognition of the importance of short-term, "catastrophic" events for stratigraphy (AGER 1973, SEILACHER 1982, DOTT 1983) led to better understanding of the formation of storm deposits. Most storm deposits have been recognized by a characteristic succession of sedimentological features (BRENNER & DAVIES 1973, KELLING & MULLIN 1975, BRENCHLEY et al. 1979, KREISA 1981, KREISA & BAMBACH 1982, AIGNER 1982). In sequences lacking physical sedimentary structures, as is the case in the Pleistocene sediments of Bahia la Choya, the influence of storms in shell bed formation cannot be assessed with lithological criteria alone. BECKVAR (1986) used taphonomic criteria to distinguish between skeletal concentrations formed by storms and those formed by low rates of net sedimentation (degree of articulation of bivalves and level of encrustation of shells).

During storms, shells of living and dead organisms are exhumed and immediately redeposited. Fast burial by sediment deposited out of suspension during the waning stages of the storm event protects the majority of shells from destructive processes on the sea floor. Therefore, the following taphonomic features can be expected of skeletal concentrations formed by storms (disregarding the effects of earlier, pre-storm processes):

- a high to medium percentage of articulated shells;
- roughly equal numbers of right and left valves;
- a low to medium level of abrasion and breakage;
- a low degree of bioerosion and encrustation, and
- a bioclast-supported fabric produced by winnowing. In a complete sequence shell density decreases from bottom to top.

The orientation of shells, which depends on the energy level during time of deposition, is less diagnostic of storm sedimentation. For example, bottom return flows will arrange shells preferentially in a convex-up position (e. g. BRENNER & DAVIES 1973). In contrast, deposition of suspended shells below the zone of turbulence during waning stages of the storm produces a predominantly convex-down valve pattern (e. g. AIGNER 1982).

Shell beds formed by long-term wave and current action

Long-term exposure to wave and current action imply a higher energy level and a dominance of physical processes such as transport and/or frequent reworking. The following features can be expected:

- a low degree of articulation;
- strongly differing numbers of right and left valves;
- a high degree of sorting according to weight, shape, and/or size;
- a high level of abrasion and breakage;
- a medium level of bioerosion and encrustation, and
- a preferentially convex-up position in the case of currents.

Shell beds formed by omission

Omission (either caused by starvation or by-passing) or a low rate of net sedimentation imply long exposure times and a slow burial of shells on the sea floor. The following taphonomic features of skeletal concentrations formed by omission or a low rate of net sedimentation can be expected:

- a low percentage of articulation;
- a corresponding number of right and left valves (as long as extensive transport is not involved);
- a low degree of abrasion and breakage;
- a high level of bioerosion and encrustation, and
- a high shell density.

Omission and reduced sedimentation does not produce a characteristic orientation. The latter depends on the influence of currents and waves and on the degree of post-depositional physical and biological reworking.

In the following, the Pleistocene shell concentrations of Bahia la Choya are analysed according to these criteria.

Table 3: Right-left valve ratio of six common bivalves. Numbers in brackets refer to numbers of individuals. 1a–6e: samples from the Pleistocene; R: sample from taphocoenosis of the Recent shallow subtidal.

	Chione californiensis	Trachycardium panamense	Felaniella sericata	Donax navicula	Ostrea sp.	Lucina lampra
1a	1.0 (847)					
1b	1.0 (147)	1.0 (64)				
1c	1.7 (153)	1.0 (53)	1.0 (122)	1.3 (87)		
2a			1.0 (56)	0.7 (65)		
2b			1.0 (98)	1.4 (85)		
3a	1.1 (247)					
3b	1.3 (172)					
4a	1.3 (255)					
4b	0.9 (40)					
4c	1.2 (50)					
5	1.6 (45)				1.6 (89)	
6b	1.2 (102)					
6c	1.1 (70)					
6d					1.8 (154)	
6e					0.5 (53)	
R	1.0 (156)		1.1 (157)	0.9 (46)		0.9 (348)

BAHIA LA CHOYA SHELL BEDS

The taphonomic features of the 16 Pleistocene samples are summarized in Table 3 and Figs 3–5. According to their mode of formation, shell beds can be assigned to one of three groups:

(a) Storm beds

Samples 1a–c and 4c belong to this group. On the whole, shells are well preserved. The percentage of bored and encrusted shells is low as are the degree of abrasion and breakage. The right/left valve ratio is close to 1. The percentage of articulated bivalves is medium to low. In some beds, particularly large individuals are still articulated (e. g. Pl. 1, Fig. 3). No shells were found in life position. Shells are oriented preferentially convex-down. Shell density is high.

Discussion. – The taphonomic features described here clearly reflect a short exposure time on the sea floor for most of the shells. Apparently there was not enough time for

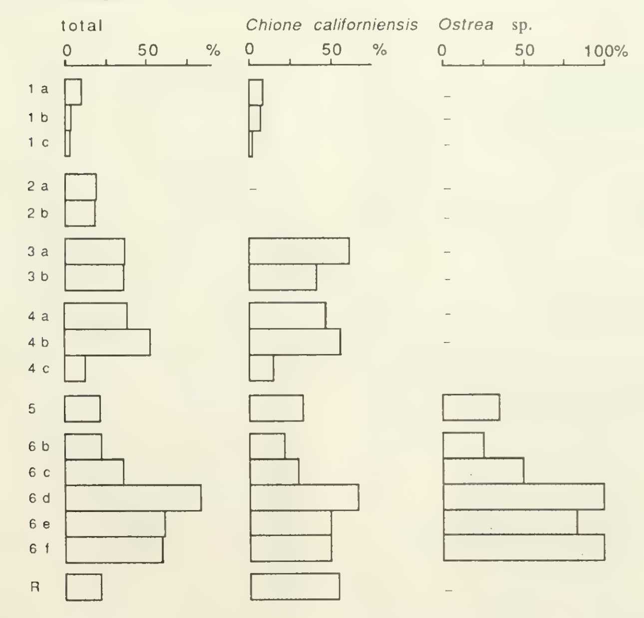


Fig. 3: Percentage of bored shells in the Pleistocene samples (1a–6f) and in a taphocoenosis from the Recent shallow subtidal (R).

boring and encrusting organisms to colonize skeletal hard-parts. Good preservation, especially of articulated bivalves, and the lack of shells in life position indicate exhumation and rapid burial of living organisms. The shell orientation pattern is characteristic of most of the Pleistocene deposits around Bahia la Choya. Processes, that may have contributed to the preferentially convex-down orientation of shells are

- lifting of valves by storms and subsequent settling below the zone of turbulent water;
- flipping over of convex-up oriented shells into a convex-down position by migrating sand ripples (CLIFTON 1971), or
- rotation of shells into a convex-down position by bioturbation (CLIFTON 1971).

The high percentage of vertical and/or obliquely oriented valves can be the result of bioturbation (SALAZAR-JIMÉNEZ et al. 1982) or of high energy conditions in very shallow water.

The contribution of each of these processes is difficult to assess, because physical and biogenic sedimentary structures are rarely preserved.

The percentage of articulated bivalves in the Pleistocene shell beds is lower than would be expected in storm deposits. This could be a result of physical and/or biological reworking prior to and/or after major storm events. Apparently, wave action and burrowing organisms caused separation of valves in layers a and c of locality 1. Reworking was not strong enough, however, to affect the large articulated individuals of layers 1 b and 4 c.



Fig. 4: Section through Pleistocene at locality 6 with taphonomic and ecologic data.

Post-mortem transport of shells was not significant as is indicated by a right/left valve ratio close to 1, a low percentage of fragmented shells, and the typical convex-down position of shells.

In summary, shells primarily were concentrated by short-term events, i. e. storms. Reworking by waves and organisms only played a limited role.

(b) Condensed beds

Samples 4 a and 4 b belong to this group. Due to a high percentage of bored shells (for types of borings see Pl. 3, Figs 2, 5–7), shell material is generally fairly worn. No shells are encrusted. Shell fragments are common. Roughly the same number of right and left valves was found. No articulated bivalves were present. Shells are preferentially oriented convex-down.

Discussion. – The high percentage of bored shells, absence of articulated bivalves, and occurrence of fragmented shells show, that skeletal hard-parts were lying on the sea floor for a considerable period of time, indicating low rates of sedimentation. As a result extensive biological and physical reworking occurred. The influence of storms is difficult to assess, as no features diagnostic of storms are preserved. Transport of shell material was insignificant for the same reasons as discussed under (a).

(c) Mixed origin beds

In mixed origin beds skeletal concentrations were formed by the interplay of two or more kinds of processes, or by the strong overprinting of a precursor concentration of one type by later processes of a different kind (KIDWELL et al. 1986). Samples 2 a–b and 3 a–b can be assigned to this group.

Samples 2 a–b are characterized by a low to medium percentage of bored shells. No shells are encrusted. The degree of abrasion and breakage is moderate. The percentage of articulated bivalves is low. Some bivalves were found in life position. The right-left valve ratio is close to 1. Shells are oriented preferentially convex-up. In both samples small and large individuals are present; however, shells of the same species clearly are larger in 2 b (Pl. 3, Fig. 1).

Samples 3 a–b are characterized by a medium to high level of bioerosion. The degree of breakage is low. A relativeley high percentage of bivalves is articulated. No fossils were found in life position. The number of unbroken shells and articulated bivalves decreases from bottom to top. The right-left valve ratio is close to 1. Most valves are oriented convex-down.

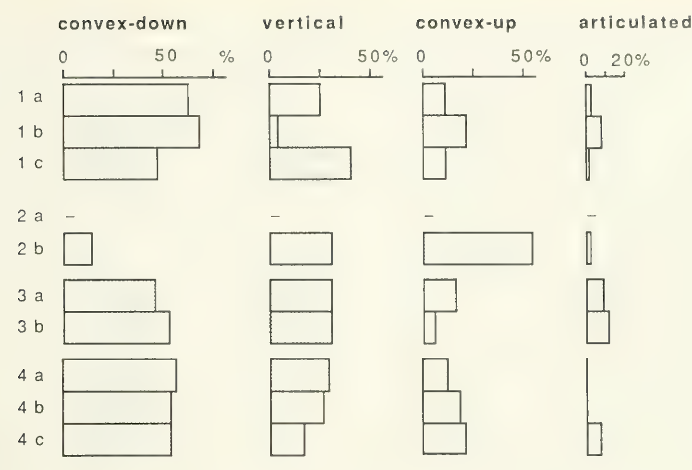


Fig. 5: Orientation and percentage of articulation of shells at localities 1–4.

Discussion. – In 2a and 2b the presence of articulated shells, albeit in low numbers, suggests exhumation of live individuals by storms and rapid redeposition during the waning stages. Low to medium levels of abrasion, fragmentation, bioerosion and encrustation support this interpretation. The orientation pattern differs from the rest of the Pleistocene samples. The hydrodynamically stable convex-up position of most shells is a good indicator for the influence of currents during the time of deposition. Thus, limited transport may have contributed to the concentration of shells. Long distance transport however is not likely to have occurred, as indicated by the right-left valve ratio and relatively low levels of abrasion and fragmentation. Reworking was limited as is suggested by the presence of some articulated shells. The occurrence of larger shells of the same species in 2b may have its origin in different ecological conditions (higher environmental stress in 2a) or a different hydrodynamic system (higher water energy in 2b was able to transport larger shells over short distances). On the whole, shell beds 2a and 2b can be regarded as the result of the interplay of storm processes and current action. Currents in shallow marine environments such as Bahia la Choya today and during Pleistocene times can be induced by tides, especially in channels, by bottom return flows during storm action, and by long-shore currents.

In 3a and 3b the relatively high percentage of articulated bivalves (none of them in life position) again suggests storm influence. However the relatively high percentage of bored individuals demonstrates, that many shells were lying on the sea floor for a considerable period of time indicating low rates of net sedimentation. The high number of broken shells and disarticulated bivalves in the upper part of layers 3a and 3b demonstrate, that subsequent reworking modified these parts of the shell beds. Thus these shell beds show the characteristic taphonomic features of both storm beds and condensed beds. Lateral transport does not seem to have played an important role, as is indicated by a relatively high degree of articulation, a common convex-down position, and a right-left valve ratio close to 1.

Due to limited outcrop area and ambiguous taphonomic data, sample 5 cannot be assigned to any of the modes of shell bed formation discussed above.

REGRESSIVE TRENDS DEDUCED FROM TAPHONOMIC DATA

We have not yet considered the samples of locality 6. These come from the thickest section (7 m), and they provide an opportunity to analyse the depositional environment by studying trends of taphonomic parameters through time (Fig. 4).

Sample 6a consists of densely-packed shell fragments. Preparation and identification of fossils was not possible. The absence of articulated bivalves and a very high level of fragmentation is the only available taphonomic information.

From layers 6b–f, the degree of boring, encrustation, articulation and fragmentation generally increases from bottom to top. It is only here that encrusting organisms such as balanids, vermetids, bryozoans, serpulids, and spirorbids reach considerable abundance and diversity. The vast majority of encrusters (for characteristic species see Pl. 1, Fig. 5, Pl. 2, Fig. 3, Pl. 3, Figs 3–4) colonised epifaunal species. In 6b and 6c, the right-left valve ratio is close to 1, in 6d and 6e it clearly differs from 1. In 6f none of the bivalves was abundant enough to provide significant information.

Discussion. – In sample 6a the absence of articulated bivalves and a high level of fragmentation suggest a high energy level and frequent reworking.

From 6b–f, an increasing level of bioerosion and encrustation points to increasing residence time of shells resulting from decreasing rates of sedimentation.

The increasing percentage of fragmented shells suggests an increase in the energy level. The increasing disparity between right and left valves indicates increasing importance of long-term wave and current action. Apart from mechanical sorting, however, sorting caused by bioerosion also occurred. In

sample 6f for instance, the cemented bivalve *Chama* sp. is represented by 12 thick-shelled, sturdy left valves, but only 1 thinner-shelled right valve. All valves are heavily bored and, due to diagenetic alteration, are very chalky (Pl. 3, Fig. 3). Most likely, some of the less preservable right valves were destroyed by bioerosion.

The relatively high percentage of articulated shells toward the top (6e–f) appears to contradict the increase in water energy postulated by other taphonomic features. This anomaly can be explained by the protection of epifaunal and infaunal organisms offered by the increasing number of large cobbles toward the top (Pl. 1, Fig. 4).

In summary, residence time of shells on the substrate increased toward the top, as did the wave and current action. The energy level increased, whereas sedimentation rates decreased. These trends are best interpreted as a result of shallowing of the depositional environment. This assumption is corroborated by the coarsening upward sedimentary sequence which also implies shallowing in a steep, high energy coastal environment. Taphonomic data thus not only contribute to decipher the mode of formation of skeletal concentrations, but also provide useful information on bathymetry and regressive/transgressive gradients in the history of depositional environments.

FOSSIL DIAGENESIS

A study of the diagenetic features of shells from the 16 samples showed that chemical degradation of shells depended on size, mineralogy, shell microstructure, and the surface area to weight ratio of the hard-parts. Within the same species shells of gastropods show the strongest traces of dissolution, followed by aragonitic bivalves (e. g. *Chione, Trachycardium, Donax).* Shells with purely or predominantly calcitic material are always preserved with the original shell material (e. g. *Ostrea, Chama,* balanids, bryozoans). Shells with a high surface area to weight ratio such as *Tagelus* and *Felaniella* were preferentially dissolved.

Typical patterns of hard-part dissolution are the development of a chalky surface (Pl. 4, Figs 1, 4), the thinning of the distal margins (Pl. 4, Fig. 3), the accentuation of pre-existing shell sculpture (Pl. 4, Fig. 3), and the preferential dissolution of muscle scars (Pl. 4, Fig. 7).

Some of the storm beds contain articulated bivalves, oriented with the plane of commissure sub-parallel to bedding. In some specimens one valve is laterally displaced 1 or 2 cm past the other (Pl. 4, Figs 4, 5). Pl. 2, Fig. 2 shows that in individuals tilted to the right, the upper valve is laterally sheared to the right. In individuals tilted to the left, the upper valve is sheared to the left.

Some shells exhibit in-situ breakage, apparently caused by compaction (Pl. 4, Fig. 6).

Discussion. – All observations on shell dissolution are in accordance with a laboratory experiment carried out by Flessa & Brown (1983). They studied dissolution rates in acid baths of 16 common species of the Bahia la Choya intertidal and shallow subtidal environments. They found that dissolution rates depended on size, mineralogy, and surface area to weight ratio and observed identical patterns of hard-part dissolution. However, some differences between laboratory experiments and field observations exist, showing the limitations of the former. For example, while calcitic barnacle plates dissolved most rapidly in the experiment, they are preserved as skeletons in the field, even where all other species are mainly preserved as molds and casts. This demonstrates that also other factors such as shell structure and ornamentation, porosity, and organic content influence the rate of dissolution (see also Aberhan 1987, Feige 1987).

The common occurrence of casts and molds shows that shell dissolution occurred after compaction and cementation. An extensive diagenetic bias of the faunal composition can therefore be excluded.

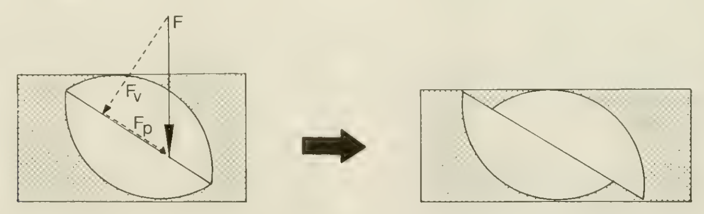


Fig. 6: Lateral shearing of valves of articulated bivalves can be explained by compaction. Prerequisite is burial of shells in a somewhat oblique position. With increasing burial the presence of overlying sediments produces shearing forces in the plane of commissure. The parallelogram of forces shows a force of compaction (F) that can be split in a component F_v vertical to the plane of commissure and a component F_p parallel to the plane of commissure. F_p is responsible for the lateral shearing.

The lateral shearing of shells is a taphonomic feature caused by compaction (Fig. 6): Articulated bivalves buried in a somewhat oblique position were exposed to shearing-forces in the plance of commissure caused by the pressure of overlying sediments.

TAPHONOMY: CONCLUDING REMARKS

As demonstrated above, a taphonomic analysis can provide useful information on rates of net sedimentation, rate of burial of shells, the energy level, and the degree of physical and

biological reworking in shallow marine environments. For the majority of the samples, taphonomic parameters could be correlated with different modes of shell bed formation.

Shells were concentrated mainly by a combination of low sedimentation rates and storm events. However, storm beds were modified by repeated reworking, resulting in a lowered degree of articulation and increased levels of boring and encrustation. Thus the original taphonomic characteristics can be completely altered. For example, an original storm bed reworked by successive storm events may no longer exhibit taphonomic features typical of storm deposits.

The ratios of articulated to disarticulated shells, of bored to non-bored and encrusted to non-encrusted shells can serve as indicators for the relative importance of storm influence and low sedimentation rate, and help in assessing the degree of reworking.

Due to subsequent modification, the Pleistocene deposits of Bahia la Choya do not show the couplets typical of tempestites (e. g. Kelling & Mullin 1975, Aigner 1985).

Despite low rates of sedimentation and intermittent high energy conditions, lateral mixing of fauna was not significant; the Pleistocene deposits can therefore be regarded as parautochthonous. In contrast, temporal mixing of shells ("time-averaging" of Walker & Bambach 1971), caused by low rates of net sedimentation, played an important role in shaping the Pleistocene shell beds. The paleoecological implications of these time-averaged assemblages, in which parts of populations or communities that were living at different times are found together, will be discussed below.

In general, very few Pleistocene shells are encrusted, although many shells are bored. This is not due to preferred diagenetic dissolution of encrusting organisms, as is demonstrated by the high degree of encrustation at locality 6. A comparison with the distribution of encrusters in Recent intertidal and shallow subtidal habitats of Bahia la Choya shows that the environment is principally suitable for colonisation by encrusting organisms (Fürsich & Schödlbauer, this volume). Compared to boring organisms, encrusters possibly require longer-term stable substrates for colonisation.

Taphonomic data of section 6 indicate a shallowing of the depositional environment. Because of the relative tectonic stability of the region for the last 100,000 years (Ortlieb 1977) and a sea level high stand during time of deposition (Ortlieb 1984b), shallowing was the result of a regression. Thus, taphonomic studies may help to recognize transgressive and regressive cycles in fossiliferous depositional sequences. Such studies are particularly important when other facies characteristics such as grain size distribution, physical and biological sedimentary structures, geometry of deposits, or ecological features of fossils do not lead to an unequivocal interpretation.

PALEOECOLOGY

The taphonomic analysis indicates that the Pleistocene deposits are parautochthonous. Extensive biostratinomic and diagenetic bias of the preservable part of the fauna can be excluded. The fossil associations are time-averaged and therefore do not reflect short-term conditions of faunal composition and diversity. However, time-averaged assemblages record long-term conditions of the depositional environment.

In the following section the environment of the Pleistocene fossil assemblages is reconstructed based on their taxonomic composition, molluscan diversity, trophic structure, and substrate relations.

BENTHIC ASSOCIATIONS

Using taxonomic composition and relative abundance of species the assemblages of the 16 samples were grouped in five associations. Four of them are dominated by bivalves and gastropods, in the fifth, balanids are the most common faunal element. Data on the relative abundance of species (with an approximate evaluation of their biomass using size), trophic composition, life habits, and substrate adaptations are found in Figs 7–11.

Chione association A

The *Chione* association A is represented by five samples (3a–b, 4a–c) with 1077 individuals. It is dominated by infaunal, suspension-feeding bivalves (Fig. 7). 65 taxa have been identified. The number of molluscan taxa varies from 13 to 50, the evenness (sensu MacArthur 1972: 197) from 2.2 and 18.3 between samples. 0.5 % of the shells were bored by carnivorous naticid gastropods. The sediment consists of poorly sorted coarse sandstone.

Chione association B

Three samples (1a–c) with 1604 individuals comprise the *Chione* association B. It is dominated by shallow and deep infaunal suspension-feeding bivalves (Fig. 8) and differs from the *Chione* association A largely by the rarity of the deep burrowing bivalve *Tagelus* sp.. 87 taxa have been identified; between 27 and 64 molluscan taxa occur in individual samples. Evenness values range from 1.3 to 15.9. Naticid gastropods bored 1.2 % of the shells.

The sediment consists of poorly sorted coarse sandstone.

Balanid-vermetid association

All 5 samples from locality 6 with a total of 1288 individuals belong to this association. Balanids *(Tetraclita* sp. and *Balanus improvisus)* account for half the specimens. They colonize shells and cobbles alike (Fig. 9). Vermetid gastropods *(Tripsycha* and *Dendropoma)* are also very abundant, but due to their gregarious habit individuals could not be counted. They

Chione association A

0 20 40 %

Chione californiensis

Tagelus sp.

Trachycardium panamense

Neverita reclusiana

others

life habits

epifauna

infauna

taxonomic composition

gastropods

bivalves

trophic composition

carnivores

deposit-feeders

herbivores

suspension-feeders

substrate adaptations

hard substrate fauna

soft substrate fauna

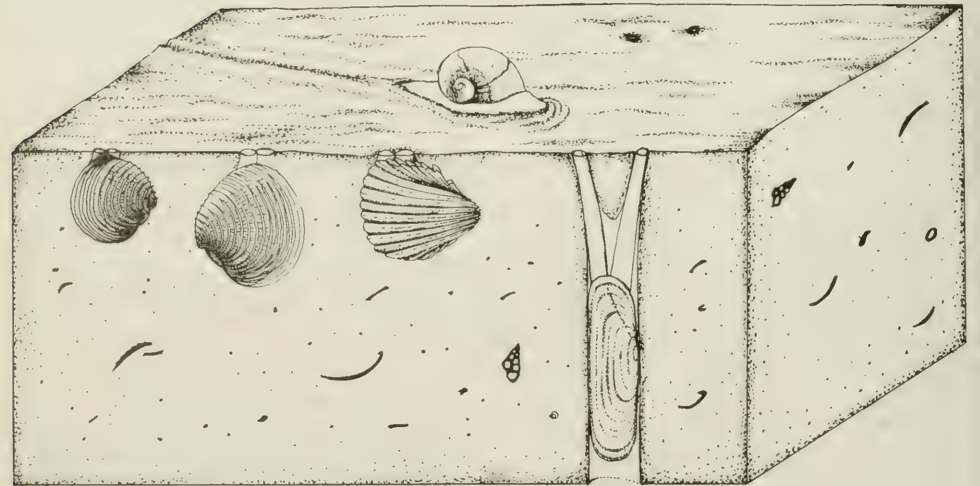


Fig. 7: Trophic nucleus, ecological features, and reconstruction of the *Chione* association A.

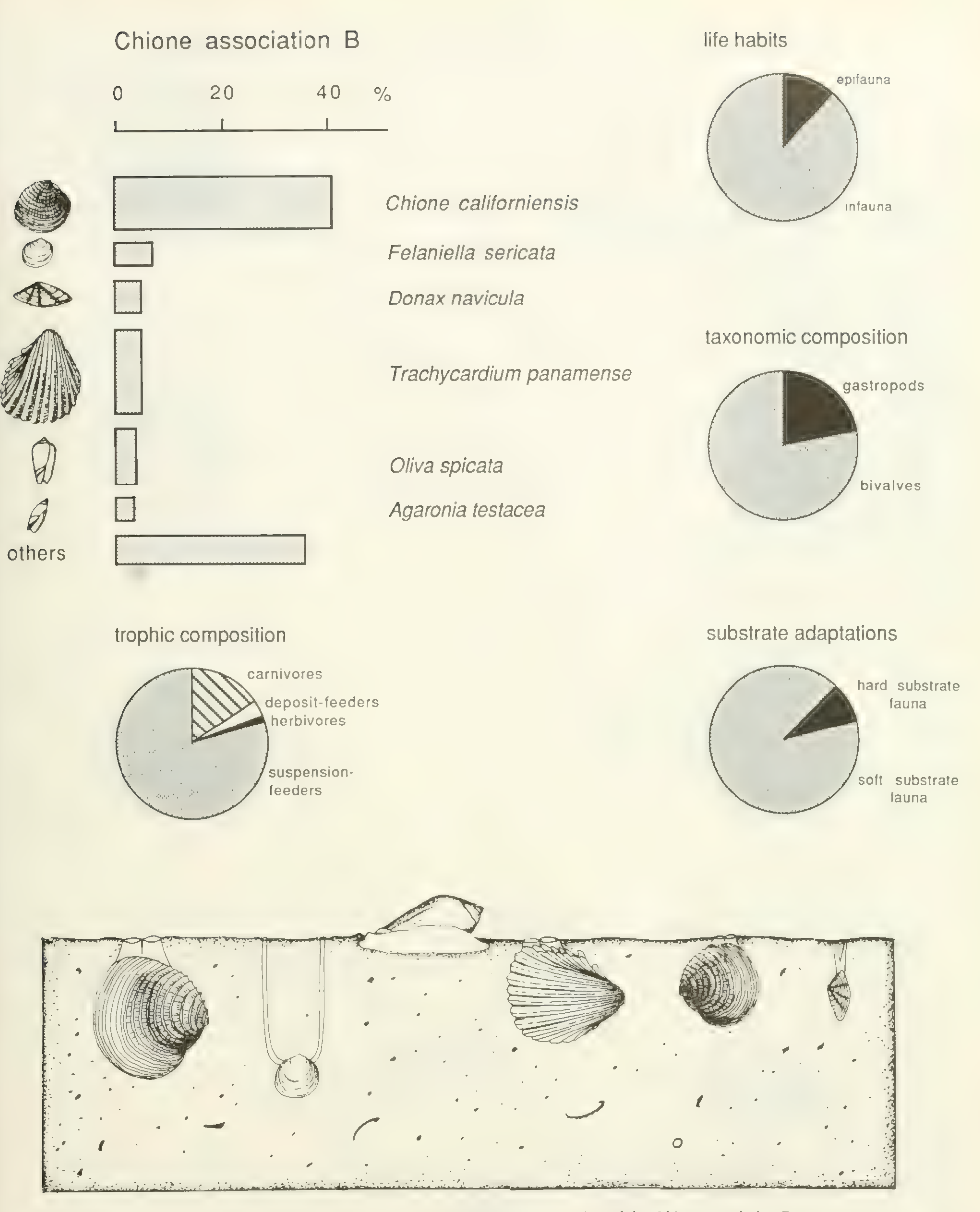


Fig. 8: Trophic nucleus, ecological features, and reconstruction of the *Chione* association B.

occur as lumps and are heavily bored by clionid sponges and *Lithophaga*. Next in abundance are cementing oysters and shallow infaunal bivalves. Crustose bryozoans increase in abundance up-section. Like vermetids, they could not be recorded quantitatively. 53 taxa were counted. The number of molluscan taxa in the different samples varies between 18 and 27; the evenness between 3.3 and 10.2. Only 0.2% of the shells were bored by naticids. The sediment consists of, in places, densely packed cobbles and pebbles in a matrix of coarse sand and skeletal debris.

The five samples of locality 6 show an increase in the percentage of epifauna and hard substrate fauna up-section; the number of species remains roughly constant.

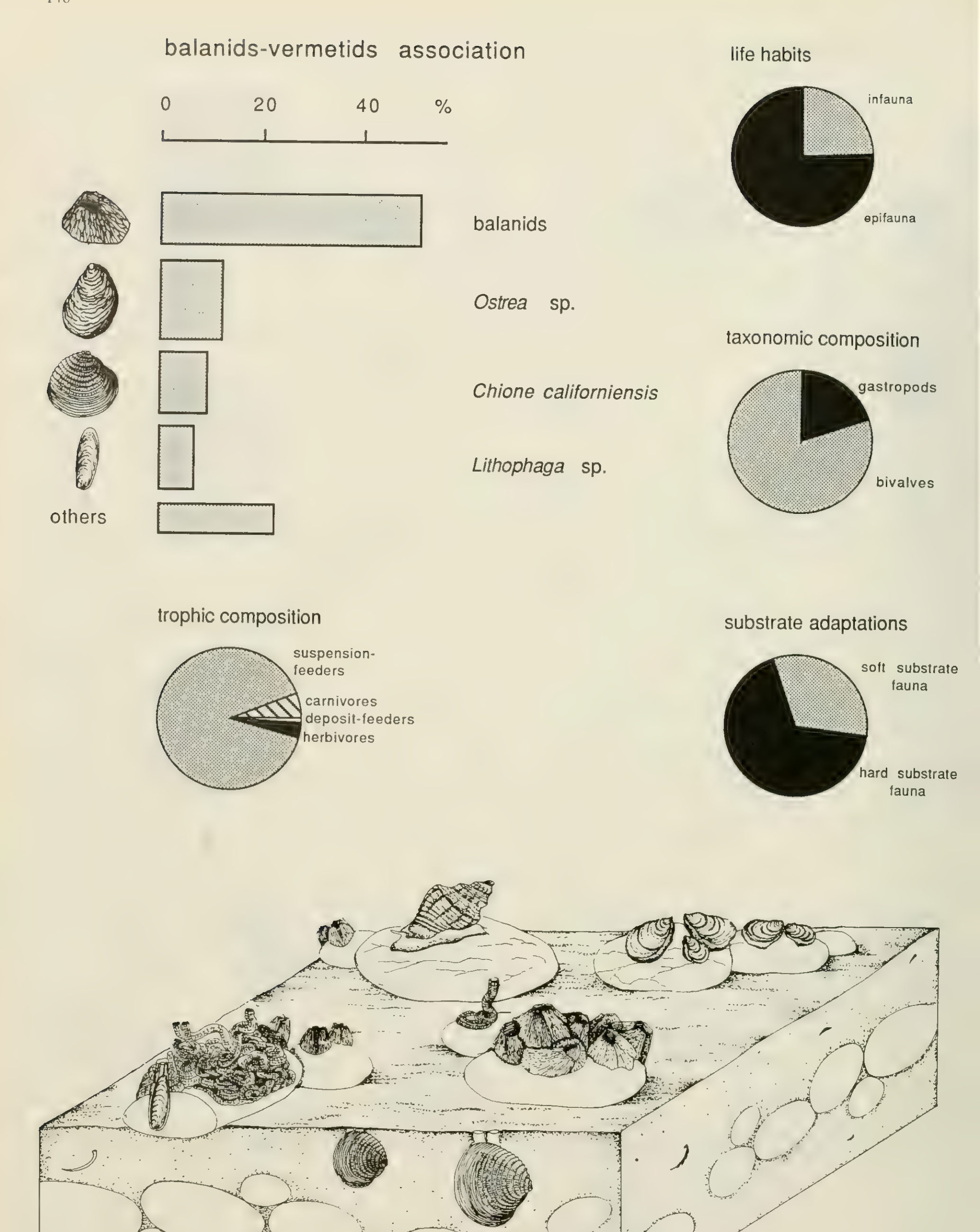


Fig. 9: Trophic nucleus, ecological features, and reconstruction of the balanid-vermetid association.

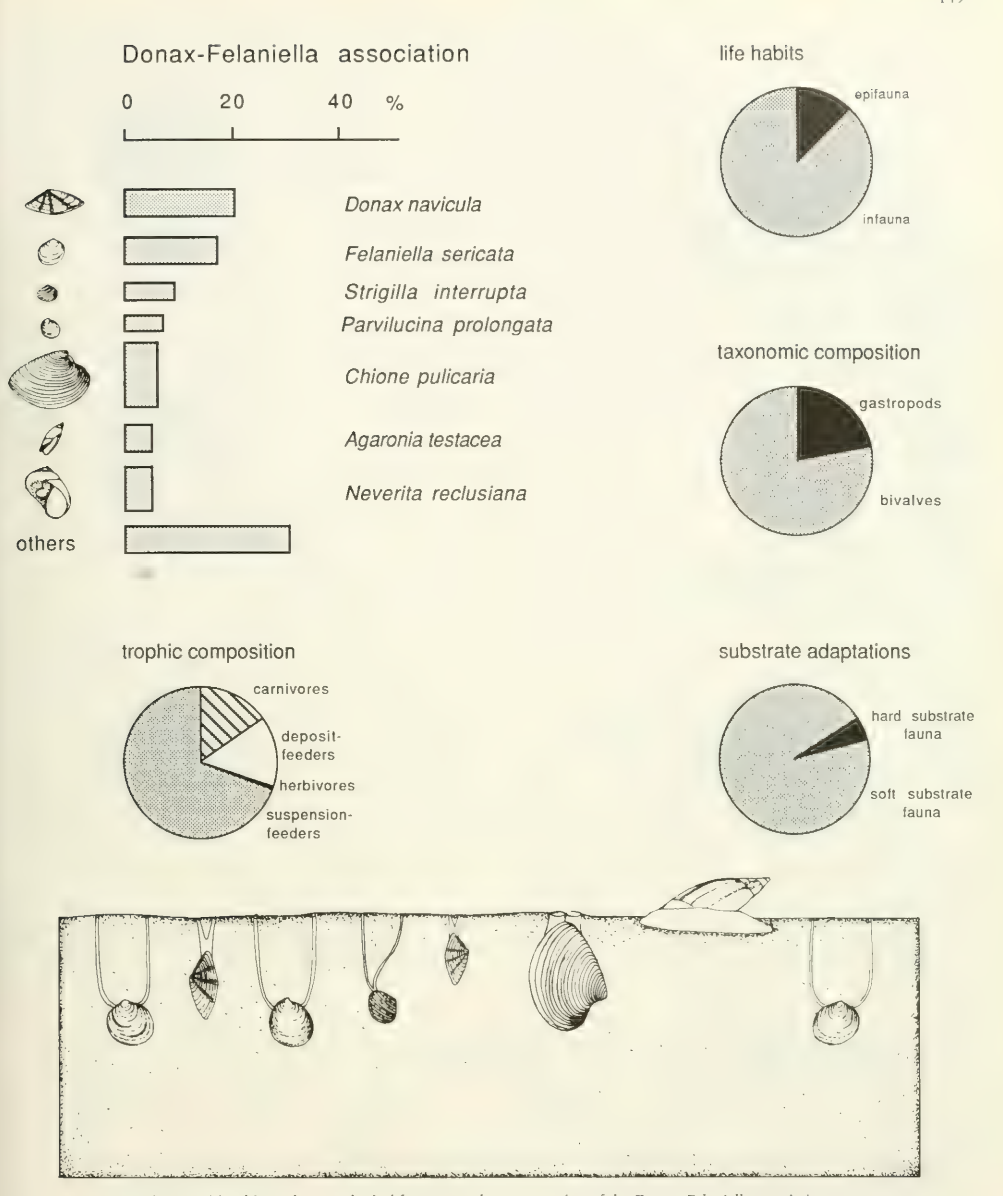


Fig. 10: Trophic nucleus, ecological features, and reconstruction of the *Donax-Felaniella* association.

Donax-Felaniella association

Both samples of locality 2, with a total of 444 individuals, belong to this association. It is dominated by relatively small infaunal suspension-feeding bivalves (Fig. 10). 48 taxa have been identified, 23 (sample 2a) and 40 (2b) of which are molluscs. Evenness values are 7.7 (2a) and 10.0 (2b). 7.4 % of the individuals have been bored by naticids. The sediment consists of well sorted fine sand.

Ostrea-Chione association

The *Ostrea-Chione* association is represented by 196 individuals of the only sample at locality 5. The fauna consists of cementing oysters, infaunal bivalves and the naticid gastropod *Neverita* (Fig. 11). Of 39 taxa 37 are molluscs. Evenness is 8.2. 1.5 % of the shells have been bored by naticids and muricids. The shells are found in a conglomeratic coarse sandstone.

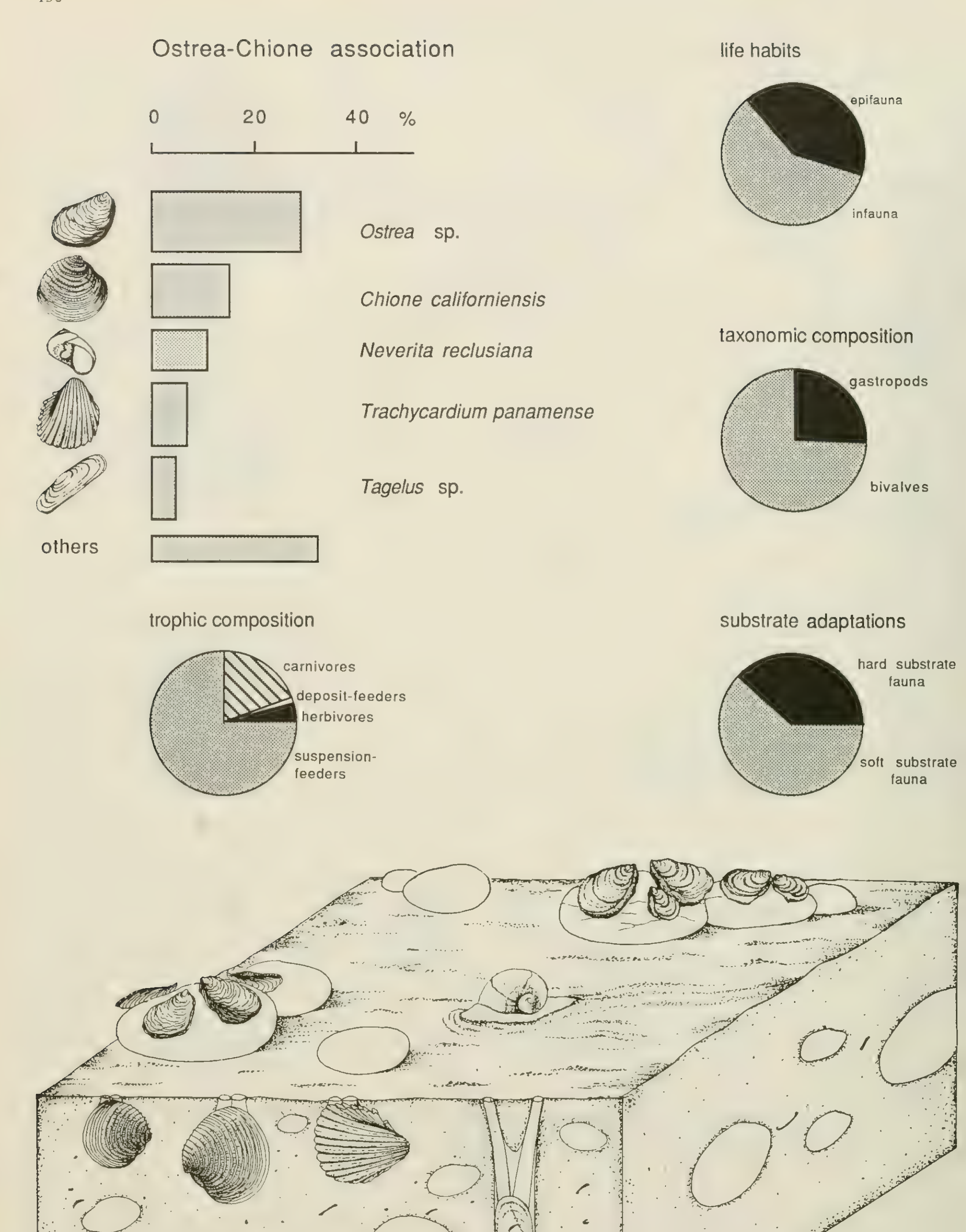


Fig. 11: Trophic nucleus, ecological features, and reconstruction of the *Ostrea-Chione* association.

DISCUSSION

Trophic and life habit groups

The fact that suspension-feeders strongly dominate all associations indicates that the energy level was sufficiently high to keep food particles in suspension. The dominant mode of feeding also reflects the coarse substrate in which organic matter is easily oxidized. Most faunal elements exhibit adaptations to a high energy environment where reworking is common. For example, infaunal bivalves are either thin-shelled deep burrowers (e. g. *Tagelus*, tellinids), thick-shelled shallow burrowers (e. g. *Chione, Trachycardium, Dosinia, Glycymeris*), or burrowed rapidly (e. g. *Tagelus*). Similarly, most epifaunal bivalves were thick-shelled and include byssally attached forms (e. g. *Arcopsis, Cardita*) or cementing taxa such as *Chama* and *Ostrea*.

Diversity and time-averaging

The diversity values of individual samples of the five associations vary considerably and cannot be interpreted meaningfully. This is true both of species richness (expressed by the number of species) and evenness (Fig. 12), whereby both aspects of diversity are positively correlated. Most likely this is a result of differing degrees of time-averaging to which the samples were exposed. Time-averaging increases the number of species (Staff et al. 1986), whereas the evenness may or may not increase during this process. An increase in evenness during time-averaging results, for example, if the numerically dominant taxa have only a low fossilization potential or if the dominant taxa of successive populations differ due to environmental changes. In our Pleistocene samples changes in evenness appear to have been caused by changes in faunal composition as the fossilization potential of the dominant taxa is high.

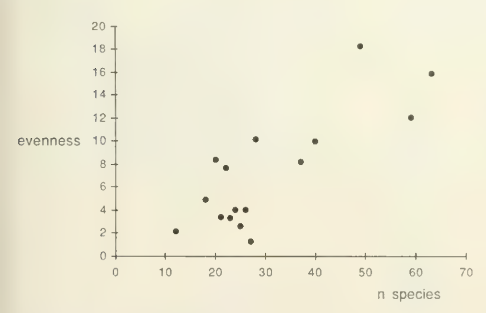


Fig. 12: Positive correlation of number of species with evenness. Dots denote individual samples.

The time involved in time-averaging of the Pleistocene faunas is not known. However, comparable molluscan death assemblages of the present-day tidal flat of Bahia la Choya show similar values of number of species and evenness and have been proven to span a period of up to 4250 years (Meldahl 1987). This time interval apparently is sufficient to produce the diversity figures observed in the Pleistocene samples. It cannot be determined, however, how rapidly diversity values increase by time-averaging and when a stable level is reached. In any case, time-averaging was long enough to obliterate any differences in diversity caused by possible habitat heterogeneity.

Changes in the diversity of taphocoenoses can also be a result of faunal mixing by transport. Evenness values in particular may be affected by selective dissolution of shells. However, as the taphonomic analysis has shown, neither of these processes had much effect on the diversity values of the Pleistocene samples.

Fauna-substrate relations

Substrate conditions exerted a major influence on the life habits, taxonomic composition, and relative abundance of species in the Pleistocene associations. For example, the balanid-vermetid and the *Ostrea-Chione* associations occur only in very coarse sediment where cobbles provided plenty of hard substrate for attachment. Infaunal species dominate in associations that occurred in sandy, mobile substrates (*Chione* associations, *Donax-Felaniella* association), whilst epifaunal species are most abundant in stable sediments with abundant cobbles (balanid-vermetid association). The *Ostrea-Chione* association occupies an intermediate position in terms of infaunal/epifaunal distribution because its substrate included both soft and hard sediments. These results are in good agreement with observations from the Recent (e. g. Craig & Jones 1966) and the fossil record (e. g. Fursich 1976). In these studies the percentage of epifauna was related to the mean grain diameter of the substrate, whereas the Pleistocene associations of Bahia la Choya can be correlated with the maximum grain diameter.

A similar pattern emerges when the distribution of hard substrate fauna is plotted: the percentage increases with the abundance and maximum diameter of cobbles. This indicates that the fauna is autochthonous to parautochthonous (see Fürsich & Schödlbauer, this volume, for similar observation on the Recent tidal flat).

The trophic structure of the five associations is very similar (with suspension-feeders dominating) as only a portion of the total range of substrates is represented. The only association in which detritus-feeders are of some importance is the *Donax-Felaniella* association which occurs in well-sorted, fine sand.

All these observations suggest that the five associations represent remnants of physically controlled communities in which species interactions only played a minor role (see for example the low percentage of shells bored by predatory naticid gastropods).

DEPOSITIONAL ENVIRONMENT AND MODE OF FORMATION OF THE PLEISTOCENE SHELL BEDS

We use sedimentological, taphonomical, and ecological information to reconstruct the depositional environment of the Pleistocene. In addition, the Pleistocene faunas are compared with Recent faunas of the Bahia la Choya intertidal to shallow subtidal areas (for detailed information on the Recent fauna see FÜRSICH & SCHÖDLBAUER, this volume).

Reconstruction of substrate conditions is straightforward. Grain size indicates fine to coarse sandy substrates which differed in their degree of sorting, the amount of shell material and in the number of pebbles and cobbles. The lack of primary sedimentary structures points to intensive bioturbation which is also reflected by a number of well-defined burrow systems (e. g. Pl. 1, Figs 1, 6). In most cases apparently only the surface layer of sediment was mobile, whereas deeper layers were affected only by large reworking events. A relatively mobile substrate is indicated by the lack of epifauna (except where pebbles and boulders abound). The well-sorted fine sand in which the *Donax-Felaniella association* occurs probably represents the most mobile substrate. There species capable of rapid burrowing and deep burrowing are abundant. Densely packed cobbles, in contrast, colonized by cementing epifauna, indicate a relatively stable substrate. Substrate (mobility, consistency, and grain size) exerted the greatest influence on faunal distribution, whereas many other environmental parameters varied only little. For example, normal marine salinity and sufficient supply of nutrients and oxygen is indicated by the faunal composition, abundant infaunal elements, and by the lack of significant amounts of organic matter in the sediment.

The nature of the sediment is closely linked to the energy level. The sandy sediment mixed with shell debris points to a high (at least intermittently) energy regime. The large cobbles at locality 5 and 6 most likely formed in the surf zone at the foot of an alluvial fan. Taphonomic features of the shell beds demonstrate that reworking by storms played an important role, causing winnowing and concentration of hard parts.

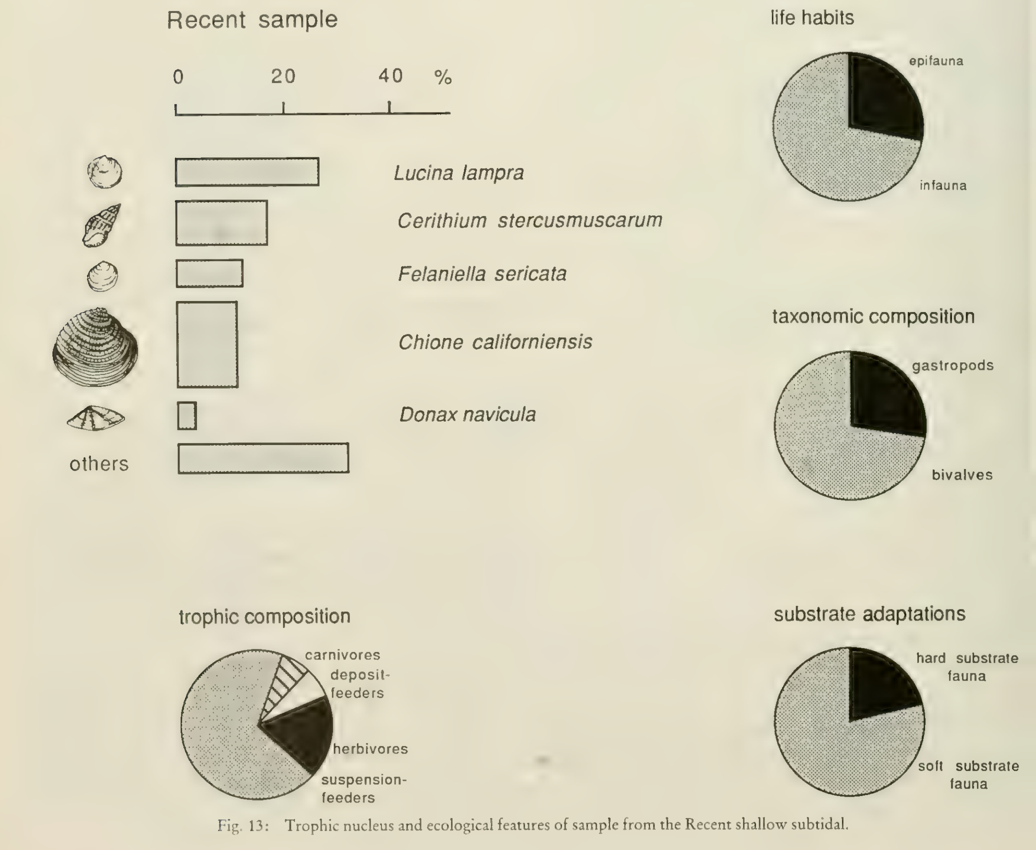


Fig. 13: Trophic nucleus and ecological features of sample from the Recent shallow subtidal.

Evidence for currents is less common and is best seen in the convex-up oriented shell bed of locality 2. Storm influence indicates deposition above storm wave base, whereas the presence of articulated bivalves not in life position suggests limited reworking. Deposition of the sandy sediments in the intertidal zone where constant reworking is taking place can therefore be excluded.

Additional evidence for the depositional environment of the Pleistocene can be gained by comparison with the taphocoenoses of the Recent intertidal flat and shallow subtidal of Bahia la Choya. All faunal elements of the Pleistocene have

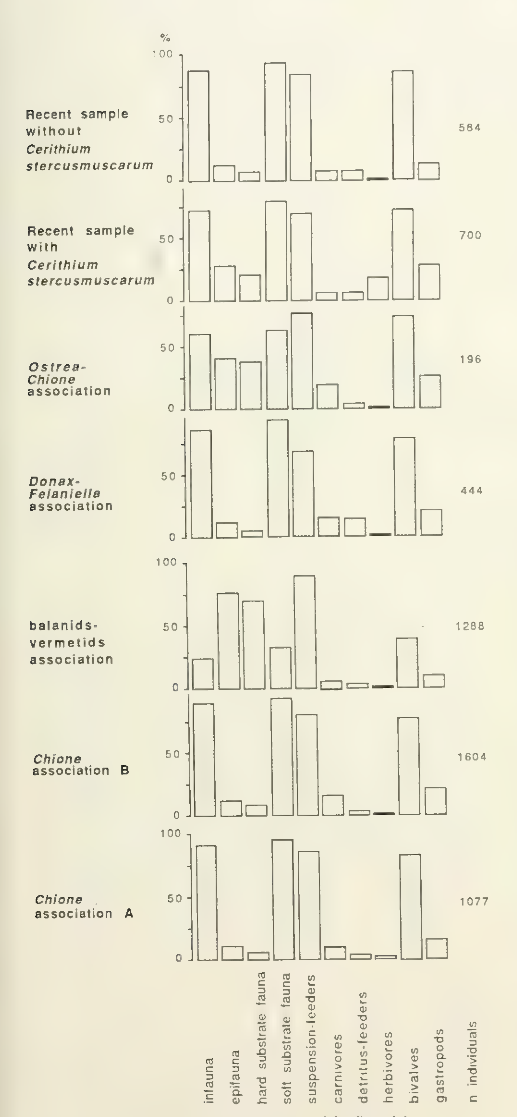


Fig. 14: Comparison of ecological data of the five Pleistocene associations with those of sample from the Recent shallow subtidal.

been recorded from Recent sandy or rocky inter- to shallow subtidal areas at Bahia la Choya. None of the Recent taphocoenoses (see FLESSA & FURSICH, this volume) exactly corresponds in faunal composition to any of the Pleistocene associations. The *Chione* and *Donax-Felaniella* associations are closest in composition to a sample from troughs of sand waves situated at the spring low water level (Figs 13, 14). *Felaniella sericata, Chione californiensis,* and/or *Donax navicula* are common elements of these associations and the taphocoenosis respectively. (The abundance of *Cerithium stercusmuscarum* in the sample from the Recent is a consequence of the adjacent rocky substrate. This species should therefore be excluded from the analysis when samples from sandy substrates are compared). A major difference between Pleistocene and Recent samples is the abundance of the bivalve *Lucina lampra* in the latter. This species has been interpreted as a possible opportunist, being rare in live communities at Bahia la Choya, but one of the most abundant elements of the taphocoenoses of the tidal flat (FLESSA & FÜRSICH, this volume). Its scarcity in the Pleistocene can be explained in two ways. Either the bloom of the opportunist is so rare, that in the course of prolonged time-averaging its relative abundance is considerably reduced. Alternatively, *Lucina lampra* is an opportunist largely in the intertidal zone, but remains an inconspicuous element of the molluscan fauna in subtidal areas.

Some large species of the Pleistocene such as *Dosinia ponderosa, Trachycardium panamense,* and *Glycymeris gigantea* occur in the the Recent intertidal zone only as small juveniles. Large specimens are only found in the outermost troughs of sand waves of the outer flat and the shallow subtidal. This suggests a shallow subtidal origin of some of the Pleistocene faunas. The occurrence of two species of balanids encrusting cobbly substrates at locality 6 allows a fairly precise reconstruction of the water depth at that locality. In the lower part of the section, *Balanus improvisus* dominates, a species characteristic of the deep intertidal and subtidal zone (BRUSCA 1980: 212). In the upper part, *Tetraclita* sp. dominates over *Balanus* and is indicative of the higher mid-intertidal zone (BRUSCA 1980: 210). The sedimentological evidence of a shallowing upward sequence, indicated by the increase in the size of cobbles, is thus corroborated by the faunal evidence.

On the Recent tidal flat, detritus-feeders, largely gastropods, dominate inner flat firm substrates, whilst sandy mid to outer flats and subtidal areas are characterized by suspension-feeders, mainly bivalves (FÜRSICH & SCHÖDLBAUER, this volume). Because detritus-feeders are rare in the Pleistocene and bivalves dominate over gastropods, an inner flat environment can be excluded.

Recent intertidal sediments of Bahia la Choya consist of silty fine sand to medium sand. The Pleistocene sediments, in contrast, are predominantly coarse-grained and, in places, contain cobbles. A tidal flat environment thus is also unlikely from sedimentological evidence. A conspicuous feature of the Recent outer flat to shallow subtidal is the presence of large sand waves with accumulation of large shells in troughs, whilst the tops of the sand waves contain only sparse shell material of small size. At locality 1, a sequence occurs in which sediments grade twice from coarse sand containing abundant large shells upwards into poorly fossiliferous somewhat finer

sand (Fig. 2, Pl. 1, Fig. 3). This sequence may represent alternations of crest and trough environments of large sand waves comparable to those from the Recent. Again, this suggests an outermost intertidal to shallow subtidal environment for this Pleistocene locality.

In summary, sediments and faunas of the Pleistocene are best interpreted as representing partly sandy, shallow subtidal environments, partly rocky shore environments. The latter are characterized by the balanid-vermetid and *Ostrea-Chione* associations, the former by the *Chione* and *Donax-Felaniella* associations (Fig. 15). True intertidal flat environments are not represented.

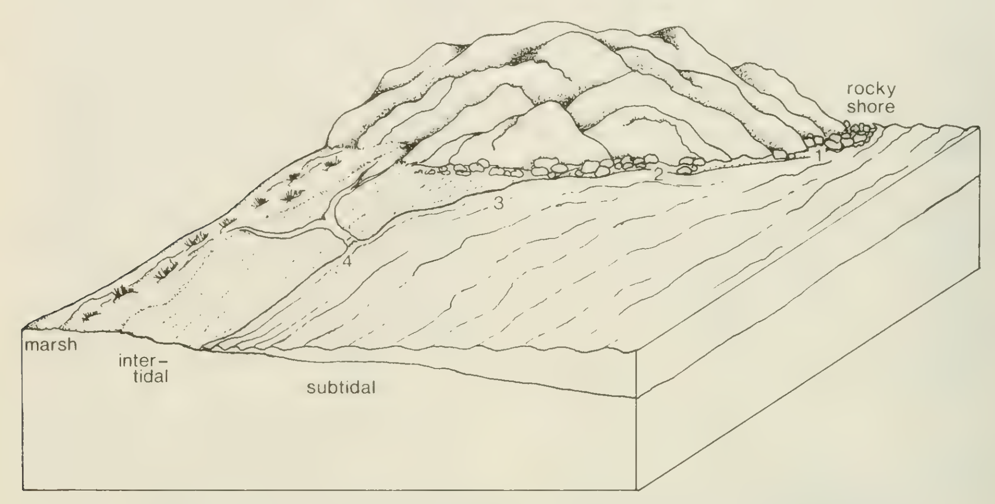


Fig. 15: Depositional environment of the Late Pleistocene benthic associations at Bahia la Choya. 1: balanid-vermetid association; 2: *Ostrea-Chione* association; 3: *Chione* associations; 4: *Donax-Felaniella* association.

CONCLUSIONS

(1) Late Pleistocene (Sangamonian) rocks in the vicinity of Bahia la Choya consist of fossiliferous, fine- to coarse-grained sandstones and conglomerates.

(2) The benthic fauna consists of 115 species and is dominated by bivalves (62) and gastropods (49 species). In addition, barnacles (2 species), scaphopods (1), and echinoids (1) occur.

(3) The taphonomic analysis of shells showed that shell concentrations were caused by a combination of low sedimentation rates and storm events. Apparently, only small-scale transport of shells took place. As steinkern formation preceded dissolution of shell material, diagenetic distortion of the original faunal composition was insignificant.

(4) The benthic fauna can be grouped in five associations which are related mainly to parameters of the substrate such as grain size, consistency, and mobility.

(5) Due to differing degrees of time-averaging of the various shell concentrations, diversity values (both species richness and evenness) cannot be interpreted meaningfully.

(6) Based on sedimentologic, taphonomic, and ecologic observations the Pleistocene rocks are thought to have formed partly in very shallow sandy subtidal areas, partly at a rocky shore. This conclusion is supported by a comparison of the Pleistocene faunas with those of the Recent tidal flat and shallow subtidal areas at Bahia la Choya.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank Andy Feige, Karl Flessa, and Susi Schödlbauer for assisting us in collecting the samples. We also acknowledge the hospitality of the Centro de Estudios de Desiertos y Oceanos at Puerto Peñasco. The study was financially supported by a grant of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Fu 131/7−1). F. T. F. acknowledges a Feodor Lynen Fellowship of the Alexander von Humboldt Foundation at the University of Arizona in Tucson.

REFERENCES

ABERHAN, M. (1987): Palökologie, Taphonomie und Ablagerungsraum spätpleistozäner Sedimente in der Umgebung von Bahia la Choya, nördlicher Golf von Kalifornien (Mexiko). – Unpublished Diploma-thesis, München.

AGER, D. V. (1973): The nature of the stratigraphic record. – 114 pp., MacMillan, New York.

AIGNER, T. (1982): Calcareous tempestites: storm dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and event stratification, 180–198, 9 figs, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York.

–– (1985): Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow marine sequences. – Lecture Notes in Earth Sciences, **3**, 174 pp., 83 figs, Springer-Verlag, Berlin.

BECKVAR, N. (1986): Stratigraphy, taphonomy and fauna-substrate associations in a Gulf of California Pleistocene marine terrace near Punta Chueca, Sonora, Mexico. – 98 pp., 16 figs, Unpubl. M. Sc. thesis, University of Arizona.

–– & KIDWELL, S. M. (1988): Hiatal shell concentrations, sequence analysis, and sealevel history of a Pleistocene coastal alluvial fan, Punta Chueca, Sonora. – Lethaia, **21**, 257–270, 8 figs, Oslo.

BERNAT, N., GAVEN, C. & ORTLIEB, L. (1980): Datation de dépôts littoraux du dernier interglaciaire (Sangamon) sur la côte orientale du Golfe de Californie, Mexique. – Bull. Soc. géol. France, **12**, 219–224, 1 fig., Paris.

BRENCHLEY, P. J., NEWELL, G. & STANISTREET, J. G. (1979): A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. – Sediment. Geol., **22**, 185–217, 15 figs, Amsterdam.

BRENNER, R. L. & DAVIES, D. K. (1973): Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. – Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 1685–1697, 14 figs, Boulder, Co.

BRUSCA, R. C. (1980): Common intertidal invertebrates of the Gulf of California. – 513 pp., 14 pls, The University of Arizona Press, Tuscon. Az. (2nd edit.)

CLIFTON, H. E. (1971): Orientation of empty pelecypod shells and shell fragments in quiet water. – J. Sediment. Petrol., **41**, 671–682, 15 figs, Tulsa, Okla.

CRAIG, G. Y. & JONES, N. S. (1966): Marine benthos, substrate and paleoecology. – Palaeontology, **9**, 30–38, 2 figs, London.

DOTT, R. H., Jr. (1983): 1982 SEPM Presidential address: episodic sedimentation – How normal is average? How rare is rare? Does it matter? – J. Sediment. Petrol., **53**, 5–23, 20 figs, Tulsa, Okla.

DURHAM, J. W. (1950): The 1940 E. W. Scripps cruise to the Gulf of California, part 3. Megascopic paleontology and marine stratigraphy. – Geol. Soc. Am. Mem., **43**, 1–216, Boulder, Co.

EMERSON, W. K. (1960): Results of the Puritan-American Museum of Natural History expedition to western Mexico. 11. Pleistocene invertebrates from Ceralvo Island. – Am. Mus. Novit., **1995**, 1–6, 1 fig., New York.

–– & HERTLEIN, L. G. (1964): Invertebrate megafossils of the Belvedere Expedition to the Gulf of California. – Trans. San Diego Soc. Nat. Hist., **13**, 333–368, 6 figs, San Diego, Ca.

FEIGE, A. (1987): Taphonomie rezenter und pleistozäner Mollusken für die Rekonstruktion von Ablagerungsräumen (Bahia la Choya, nördlicher Golf von Kalifornien, Mexiko). – Unpublished Diploma thesis, Ludwig-Maximilians-University, München.

FLESSA, K. W. & BROWN, T. J. (1983): Selective solution of macroinvertebrate calcareous hard parts: a laboratory study. – Lethaia, **16**, 193–205, 10 figs, Oslo.

–– & FURSICH, F. T. (1991): Quantitative analyses of molluscan communities and taphocoenoses of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18**, 79–88, 4 figs, München.

FÜRSICH, F. T. (1976): Fauna-substrate relationships in the Corallian of England and Normandy. – Lethaia, **9**, 343–356, 7 figs, Oslo.

–– & SCHÖDLBAUER, S. (1991 a): Zonation of molluscan species across the tidal flats of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico): Paleoecological significance. – Zitteliana **18**, 53–70, 14 figs, München.

–– & –– (1991 b): Zonation of molluscan life habit groups across the tidal flats of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico): Paleoenvironmental significance. – Zitteliana, **18**, 71–78, 5 figs, München.

HERTLEIN, L. G. (1957): Pliocene and Pleistocene fossils from the southern portion of the Gulf of California. – Bull. South. Calif. Acad. Sci., **56**, 57–75, 14 figs, San Francisco, Ca.

–– & EMERSON, W. K. (1956): Marine Pleistocene invertebrates from near Puerto Peñasco, Sonora, Mexico. – Trans. San Diego Soc. Nat. Hist., **12**, 154–176, 2 figs, San Diego.

–– & –– (1959): Results of the Puritan-American Museum of Natural History expedition to western Mexico. 5. Pliocene and Pleistocene megafossils from the Tres Marias Islands. – Am. Mus. Novit., **1940**, 15 pp., 5 figs, New York.

KEEN, A. M. (1971): Sea shells of Tropical West America. – 1064 pp., Stanford Univ. Press, Palo Alto, Ca. (2nd edit.)

–– & COAN, E. (1976): "Sea Shells of Tropical West America": Additions and corrections to 1975. – Western Soc. Malacol., Occas. Pap., **1**, 80 pp., Pomona, Ca.

KELLING, G. & MULLIN, P. R. (1975): Graded limestones and limestone quarzite couplets: possible storm-deposits from Moroccan Carboniferous. – Sediment. Geol., **13**, 161–190, 17 figs, Amsterdam.

KIDWELL, S. M., FURSICH, F. T. & AIGNER, T. (1986): Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. – Palaios, **1**, 228–238, 5 figs, Tulsa, Okla.

KREISA, R. D. (1981): Storm-generated sedimentary structures in the subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. – J. Sediment. Petrol., **51**, 823–848, 16 figs, Tulsa, Okla.

–– & BAMBACH, R. K. (1982): The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. – In EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and event stratification, 200–207, 2 figs, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York.

MACARTHUR, R. H. (1972): Geographical ecology. – 269 pp., Harper & Row, New York.

MELDAHL, K. H. (1987): Sedimentologic, stratigraphic, and taphonomic implications of biogenic stratification. – Palaios, **2**, 350–358, 6 figs, Tulsa. Okla.

ORTLIEB, L. (1980): Neotectonics from marine terraces along the Gulf of California. – In MÖRNER, N. A. (ed.): Earth rheology, isostasy, and eustasy, 497–504, J. Wiley & Sons, New York.

–– (1982): Geochronology of Pleistocene marine terraces in the Gulf of California region, Northwestern Mexico. – In: 11ème Congrès INQUA, Volume de résumés, **2**, 229, Moscow.

–– (1984 a): Radiometric and amino acid dating of Late Pleistocene fossils in the Gulf of California area, Mexico: available results and problems of interpretation. – In Symposium on neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area. Abstract volume, 133–134, Hermosillo.

–– (1984 b): Pleistocene high stands of sea level and vertical movements in the Gulf of California area. – In Symposium on neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area. Abstract volume, 131–132, Hermosillo.

SALAZAR-JIMÉNEZ, A., FREY, R. W. & HOWARD, J. D. (1982): Concavity orientations of bivalve shells in estuarine and nearshore shelf sediments, Georgia. – J. Sediment. Petrol., **52**, 565–586, 12 figs, Tulsa, Okla.

SEILACHER, A. (1982): General remarks about event deposits. – In EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.): Cyclic and event stratification, 161–174, 2 figs, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York.

STAFF, G., POWELL, E. N., STANTON, R. J., JR., POWELL, E. N. & CUMMINS, H. (1986): Time-averaging, taphonomy, and their impact on paleocommunity reconstruction: death assemblages in Texas Bays., – Geol. Soc. Am. Bull., **97**, 428–443, 14 figs, 2 pls, Boulder, Co.

STUMP, T. E. (1975): Pleistocene molluscan paleoecology and community structure of the Puerto Libertad region, Sonora, Mexico. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **17**, 177–226, 21 figs, Amsterdam.

–– (1981): Some Pleistocene facies and faunas of coastal Sonora and Tiburon Island, Mexico. – In ORTLIEB, L. & ROLDAN, J. Q. (eds.): Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona, 125–136, Univ. Nac. Aut. Mex. Inst. Geol., Hermosillo.

THOMSON, D. A., MEAD, A. R., SCHREIBER, J. R., JR., HUNTER, J. A., SAVAGE, W. F. & RINNE, W. W. (1969): Environmental impact of Brine effluents on Gulf of California. – U. S. Dept. of the Interior, Res. Developm. Progr. Rep. No. 387, 196 pp., Washington, D. C.

WALKER, K. R. & BAMBACH, R. K. (1971): The significance of fossil assemblages from fine-grained sediments: time-averaged communities. – Geol. Soc. Am. Abs. Progr., **3**, 783–784, Boulder, Co.

Plate 1

Fig. 1: Vertical shafts of *Thalassinoides* burrow systems; locality 1. layer c.
Fig. 2: Shell bed; locality 3, layer a.
Fig. 3: Shell bed; locality 1, layers a–c. Note large, sheared bivalves in layer b.
Fig. 4: Coarsening upward sequence; locality 6, layers d–f. Hammer for scale.
Fig. 5: Cluster of *Ostrea* sp. encrusting granite cobble; locality 6, layer e.
Fig. 6: Horizontal *Thalassinoides;* locality 4, layer d.

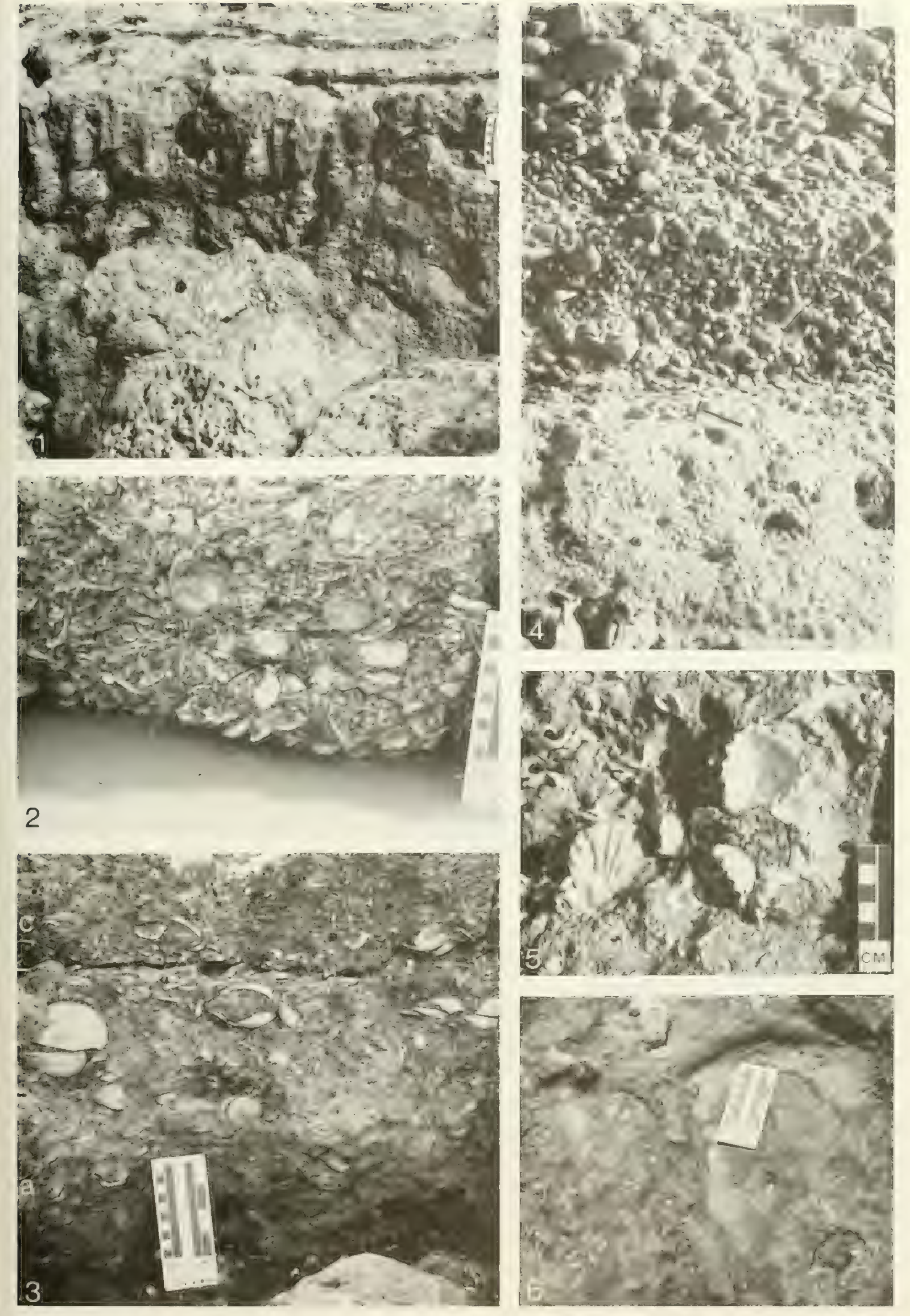

1
2
c
a
3
4
5
CM
6

Plate 2

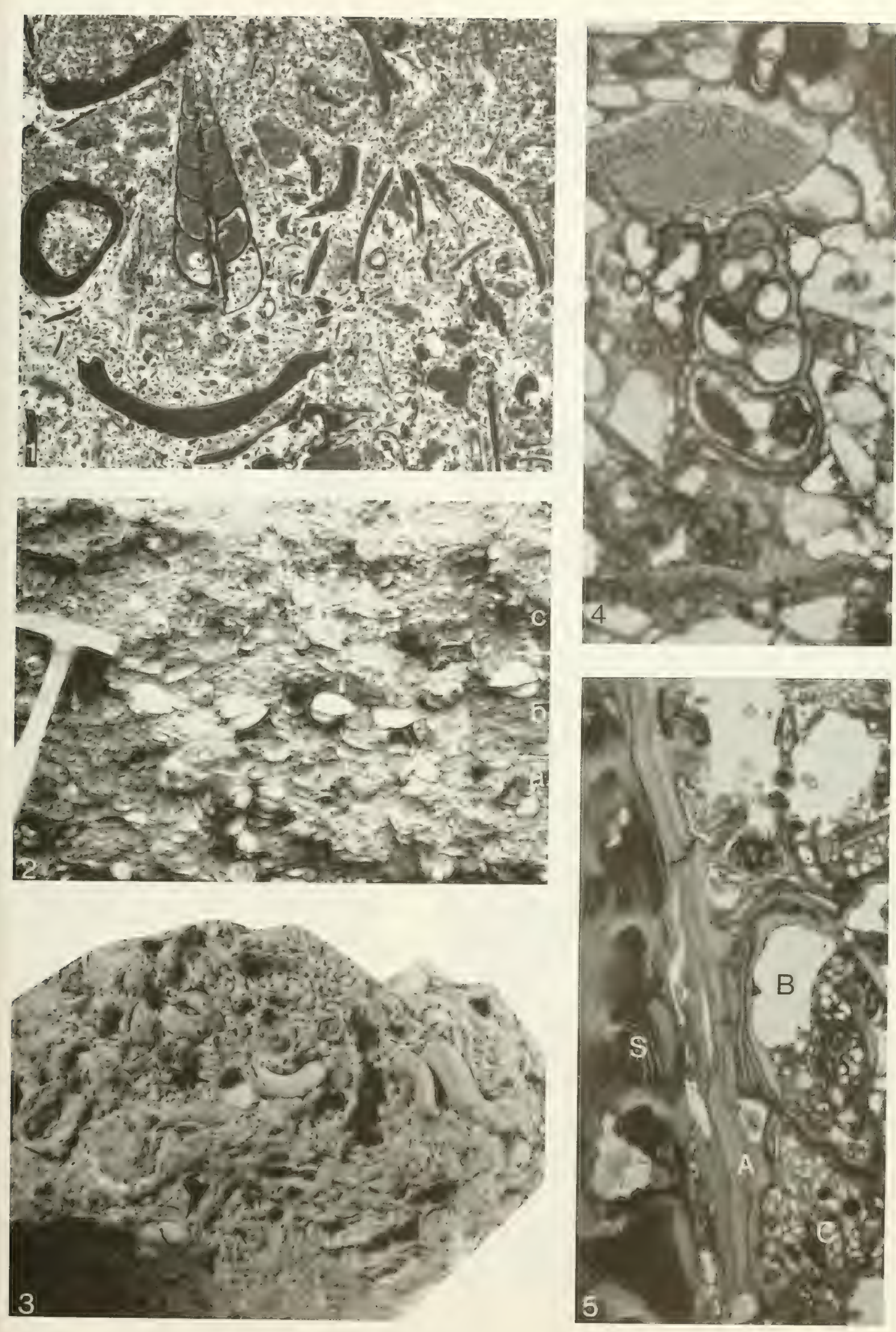
Fig. 1: Acetate peel of bioclastic sandstone; locality 1, layer c; ×5.

Fig. 2: Laterally sheared bivalves *(Dosinia, Laevicardium, Glycymeris);* locality 1, layers a–c. Hammer for scale.

Fig. 3: Cluster of vermetid gastropods preserved as internal molds and heavily bored by clionid sponges and *Lithophaga* (arrowed); locality 6; ×2.

Fig. 4: Recrystallized gastropod shell with micrite envelopes; locality 1, layer c; ×20.

Fig. 5: Several generations of fibrous cement A (A) on shell (S). Larger voids are filled with blocky calcite (B). Quartz grains and smaller bioclasts are bound by micrite cement (C); locality 4, layer c; thin-section, ×20.



ABERHAN, M. and FÜRSICH, F. T.: Paleoecology and paleoenvironments.

Plate 2

Plate 3

Fig. 1: Comparison of maximum size of common bivalves from samples 2 a (right) and 2 b (left) of the *Donax-Felaniella* association; locality 2; × 0.5. (BSP 1990 XI 82–96)

Fig. 2: Preservation of clionid borings: internal molds, shell dissolved (left) (BSP 1990 XI 97); unfilled borings (right) (BSP 1990 XI 98); ×1.

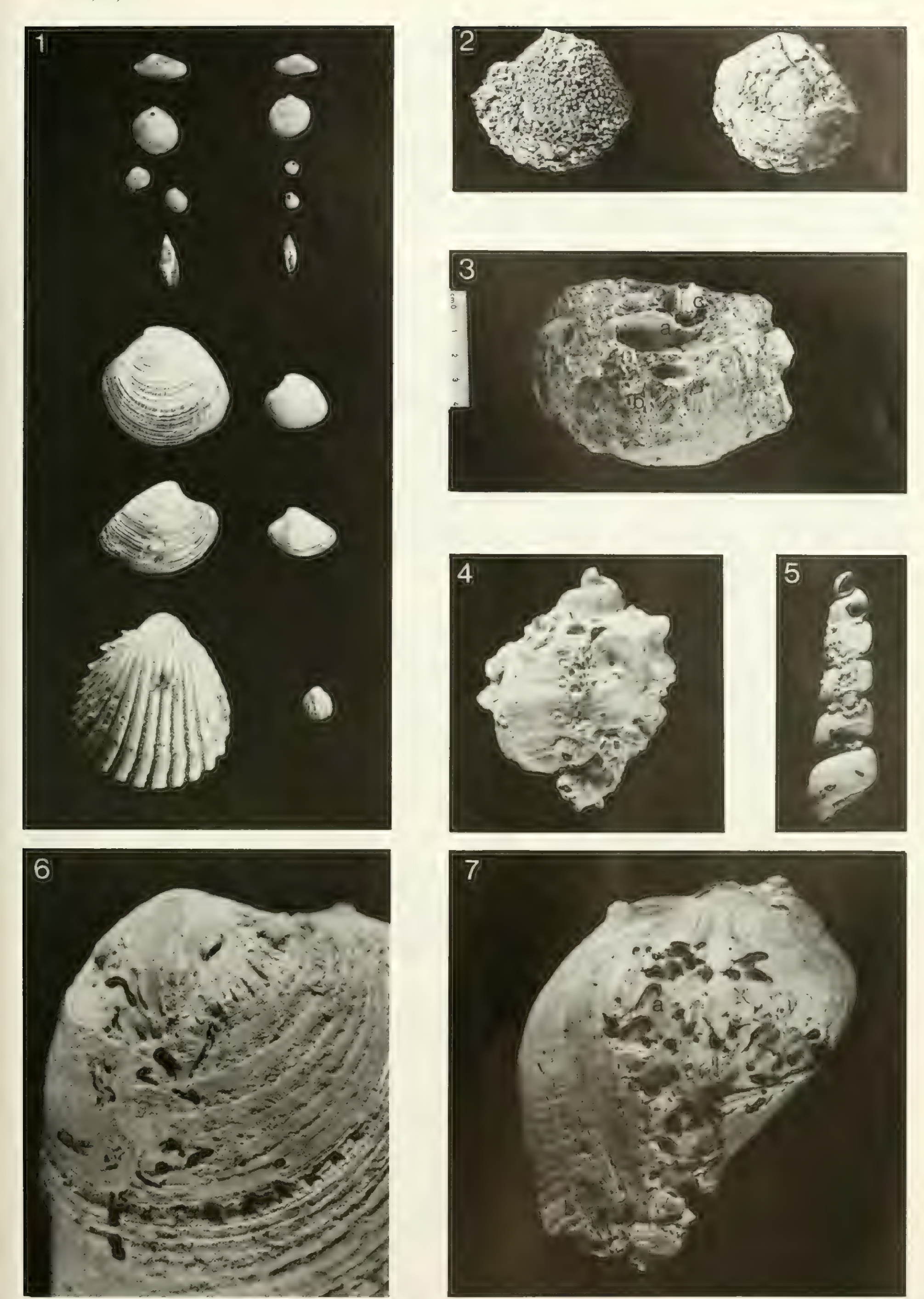
Fig. 3: *Chama* shell bored by clionid sponges and *Lithophaga,* the borings of the latter with calcareous linings (a). Encrusters are vermetid gastropods (b) and balanids (c). Locality 6, layer e (BSP 1990 XI 99).

Fig. 4: *Neorapana tuberculata* encrusted by balanids; locality 6, layer e; ×1 (BSP 1990 XI 100).

Fig. 5: Borings of clionid sponges preserved as internal molds on a steinkern of *Turritella* sp.. ×1 (BSP 1990 XI 101).

Fig. 6: Borings of *Polydora* sp. in shell of *Chione californiensis;* ×3 (BSP 1990 XI 102).

Fig. 7: *Melongena patula* bored by *Lithophaga* (a) and *Polydora* (b). Locality 2, layer b; ×0.5 (BSP 1990 XI 103).



ABERHAN, M. and FÜRSICH, F. T.: Paleoecology and paleoenvironments. Plate 3

Plate 4

Fig. 1: Size dependant dissolution of shells of *Chione californiensis.* Small individuals occur as internal molds, whilst large individuals exhibit original shell material. Locality 1, layer a; ×1 (BSP 1990 XI 104–108).

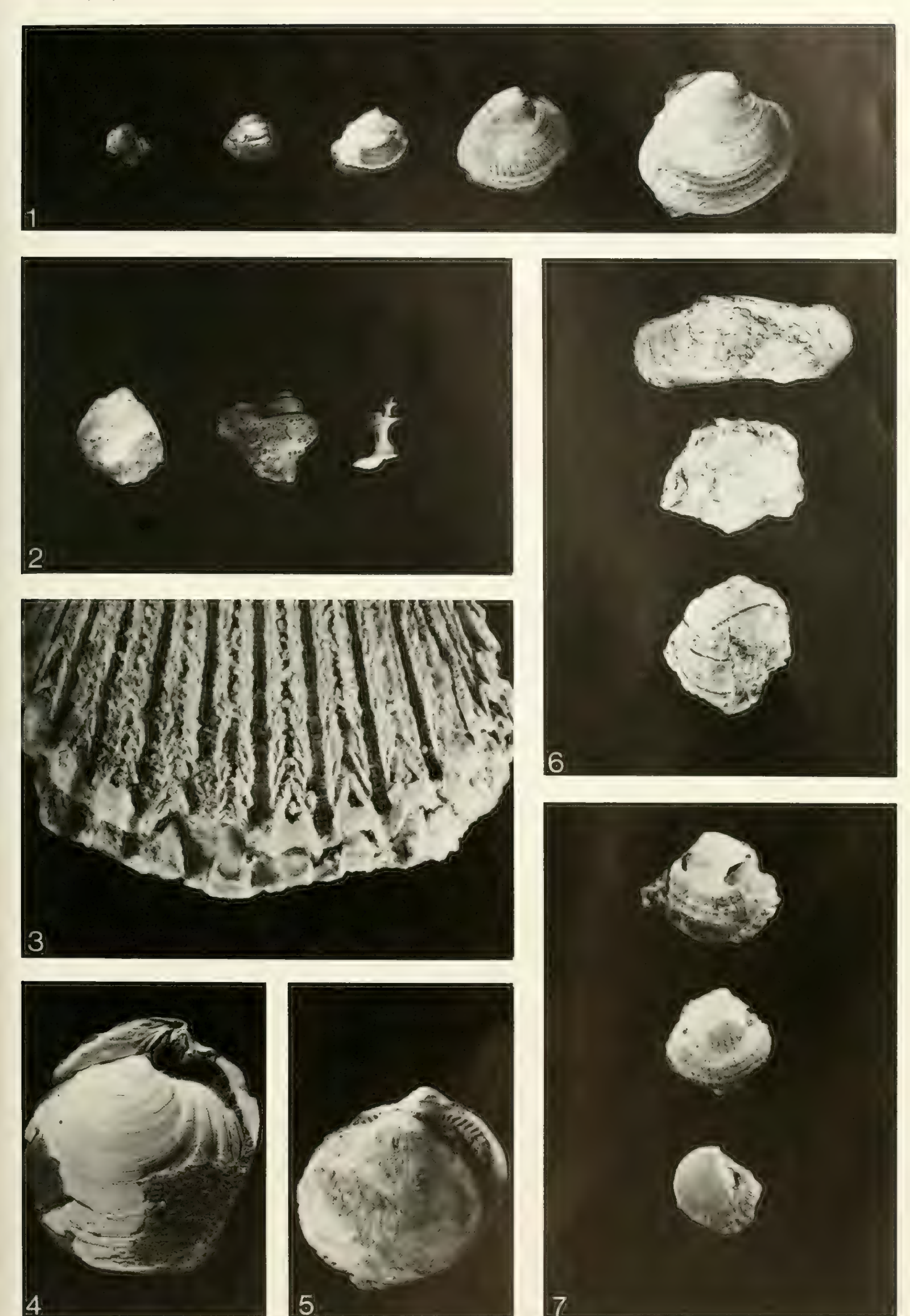
Fig. 2: Different modes of preservation of gastropods. Left: *Neverita reclusiana* with chalky texture; right: columella, often the part of shell which is most resistant to dissolution and commonly is still surrounded by steinkern (middle). Locality 6; ×0.5 (BSP 1990 XI 109–111).

Fig. 3: Thinning of the distal margin and accentuation of pre-existing shell sculpture in *Trachycardium panamense.* ×3 (BSP 1990 XI 112).

Figs. 4, 5: Laterally sheared valves of *Dosinia ponderosa* (4) and *Glycymeris gigantea* (5). 4: locality 2, layer b; ×1.5 (BSP 1990 XI 113); 5: locality 1, layer c; ×0.8 (BSP 1990 XI 114).

Fig. 6: Compaction-induced breakage of *Tagelus* sp. (top) and *Chione* sp. (middle, bottom). Locality 3 (top) and locality 5 (middle, bottom). ×1 (BSP 1990 XI 115–117).

Fig. 7: Preferrential dissolution of muscle scars in *Chione* sp.. ×1 (BSP 1990 XI 118–120)



ABERHAN, M. and FÜRSICH, F. T.: Paleoecology and paleoenvironments.

Plate 4



Zitteliana	18	165-169	München, 30. 4. 1991	ISSN 0373–9627

The origin and interpretation of Bahia la Choya (Northern Gulf of California) taphocoenoses: implications for paleoenvironmental analysis

By
FRANZ T. FÜRSICH and KARL W. FLESSA*)

With 2 Figures in the text

ABSTRACT

The analysis of ecological and taphonomic data preserved in skeletal elements of the benthic macrofauna of the Bahia la Choya macrotidal complex permits fine-scale discrimination of environments. Despite certain limitations, the combined paleoecological and taphonomic approach is a powerful tool for the recognition and interpretation of paleoenvironments.

ZUSAMMENFASSUNG

Die ökologische und taphonomische Analyse der schalentragenden benthonischen Makrofauna von Bahia la Choya erlaubt eine Feingliederung des Gezeitenbereichs der Bucht (vom flachen Subtidal bis zur supratidalen Marsch). Trotz gewisser Einschränkungen ist der kombinierte palökologische und taphonomische Ansatz sehr gut dafür geeignet, fossile Ablagerungsräume zu erkennen und zu analysieren.

INTRODUCTION

The taxonomic and ecological composition, the taphonomic signatures, and the distribution pattern of the shelly macrobenthos of the tidal flats of Bahia la Choya and of adjacent Pleistocene rocks have been described in detail (ABERHAN & FÜRSICH, FEIGE & FÜRSICH, FLESSA & FÜRSICH, FÜRSICH & SCHÖDLBAUER; all this volume). An outline of the physical environment of this macrotidal system near the head of the Gulf of California can be found in FÜRSICH et al. (this volume). In this paper we focus on the implications that our results have for paleoenvironmental analysis in general.

According to our studies of the shelly macrofauna of the Bahia la Choya tidal flat complex, composition and taphonomic characteristics of the taphocoenoses are affected by three major factors (Fig. 1):

(1) original species composition and relative abundance,
(2) taphonomic processes, and
(3) time.

In the following, we discuss the impact of each of these factors and conclude with a discussion of the limitations and strengths of our approach.

ORIGINAL SPECIES COMPOSITION AND RELATIVE ABUNDANCE

Original species composition and relative abundance of taxa at Bahia la Choya are controlled by a number of abiotic factors, the most important of which are substrate (in particular consistency and degree of stability), food distribution, duration of subaerial exposure, and energy level (FÜRSICH & SCHÖDLBAUER, this volume). The same factors control the distribution of trophic and substrate adaptations, that is the type of feeding and the mode of life. Of the biotic factors, chance settlement of larvae and settlement of opportunistic species

* K. W. FLESSA, Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, AZ 85 721, USA; F. T. FÜRSICH, Institut für Paläontologie der Universität Würzburg, Pleicherwall 1, W-8700 Würzburg, Germany

are thought to be important. Finally, historic factors should not be overlooked, as they are responsible for composition of the species pool in the northern Gulf of California and for the affiliation of the fauna with the Panamic faunal province.

All these factors regulate a moderately diverse molluscan fauna, dominated by suspension-feeding bivalves and detritus-feeding/herbivorous gastropods. The fauna decreases in diversity from the shallow subtidal to the supratidal as a result of increasing environmental stress in the same direction. In contrast, the density of live fauna is highest in the supratidal marsh and inner tidal flats (caused by abundant herbivorous and detritus-feeding gastropods) and decreases seaward.

TAPHONOMIC PROCESSES

Fig. 1: Factors responsible for the transition from the live community to the prospective fossil assemblage in the tidal flat complex at Bahia la Choya.

In general, taphonomic processes have differential effects on different species depending on size, mineralogy and mechanical strength of the hardparts as well as on life habits (e. g. infaunal versus epifaunal) (Feige & Fürsich, this volume). This leads to changes in the relative abundance of species in taphocoenoses. In the following, the impact of the various taphonomic agents on the skeletal elements of the Bahia la Choya fauna is briefly discussed.

Transportation

Despite the high tidal range and resulting strong tidal currents, between-habitat transport of shells by physical agents is limited and largely confined to the main tidal channel. There, shells of taxa indicative of marsh and inner flat areas (e. g. *Cerithidea, Tagelus*) are transported in an offshore direction. Transport of gastropod shells (mainly *Cerithium*) is, in addition, caused by a biological agent, i. e. hermit crabs. This biogenic transport largely takes place in the mid channel area where most hermit crabs live. Another mode of transport, shell-floating, occurs when dried, convex-up shells are floated and carried landward on the incoming tide. However, this is not a volumetrically significant factor.

Transport can mainly be recognised by abrasion and the resulting loss of shell ornament, and by breakage. The activity of hermit crabs is indicated by selective abrasion caused by the shells being dragged across the surface in a certain position. In addition, ecological analysis of the faunal composition may reveal transported shells, if they represent modes of life not in accordance with that of the remaining fauna (e. g. elements of marsh fauna in outer flat environments). Finally, biofabric and orientation patterns (e. g. preferred convex-up orientation) of shells give hints as to the influence of currents and hence transport.

Abrasion and breakage

Abrasion and breakgage frequently occur in association with transport, but – largely when due to wave influence – may also occur within habitats. Not surprisingly, the highest degrees of abrasion and fragmentation occur in the tidal channel and in the outer flat region close to the breaker zone.

Abrasion of skeletal elements is strongly controlled by their shape (e. g. gastropod shells roll more easily than bivalves) and microarchitecture and depends on whether the shells are inhabited by hermit crabs (such gastropod shells are better preserved). Physical abrasion is often difficult to distinguish from bioerosion caused by endophytes. In addition, physical abrasion frequently destroys evidence of other taphonomic agents such as boring or encrustation.

Breakage is caused either by physical agents or by predatory organisms such as sea gulls, fish, and crabs. Biotic breakage patterns may be quite distinct. Breakage is greatly facilitated by a high degree of abrasion, maceration, and boring.

The taphonomic imprints left by abrasion and breakage are usually easily recognised and consist of broken or partly fragmented shells and loss of luster and shell ornament.

Bioerosion

Boring organisms include predators such as naticid and muricid gastropods and *Octopus*. The more or less circular holes they create are fairly diagnostic of their producers. This allows identification of fossil boreholes in many cases. Most borings, however, are created to provide protection for the producer. At Bahia la Choya such borings include the U-shaped tunnels of spionid polychaetes, interconnected chambers of clionid sponges, club-shaped cavities of bivalves, and the delicate imprints of ctenostome bryozoans (FEIGE & FÜRSICH, this volume). Also very abundant are the minute tunnel systems of endophytes (algae, bacteria, and fungi). Their effect on shells is often difficult to distinguish from that of mechanical erosion (see above).

Erosion caused by boring organisms is a widespread feature on shells of the Bahia la Choya tidal flat. It is most pronounced in the outer flat and still common in shells from mid flat and outer to mid channel areas. There is a clear positive correlation between degree of bioerosion and residence time of shells on the sediment and therefore an inverse relationship between degree of bioerosion and rate of net sedimentation. The abundance of borings is also correlated with the period of time shells are submerged and with the mode of life of the host (epifaunal versus infaunal).

Encrustation

The most important encrusting organisms are serpulids, bryozoans, vermetid gastropods, balanids, foraminifera, and crustose coralline algae. Their preservation potential depends on skeletal mineralogy (e. g. aragonite versus calcite) and durability as well as on the preferred site of colonisation (organisms that preferentially encrust the umbonal cavity of bivalves fare better than those encrusting the shell exterior). The preservation potential of encrusters strongly depends on the degree of abrasion and bioerosion the encrusted shells are subject to. On the other hand, encrustation enhances the preservation potential of the host shell. Encrustation may protect the shell from breakage, abrasion, and bioerosion.

Encrustation is most abundant on the outer shelf and in the tidal channel. There is a clear relationship – as in the case of borers – with low rates of net sedimentation and time of submergence. Furthermore, epifaunal species are more subject to encrustation than infaunal ones, as the former can be encrusted while alive, whereas in the latter encrustation only takes place post-mortem and requires exhumation.

Dissolution

At Bahia la Choya dissolution of shells only occurs in the channel draining the salt marsh (estero channel) and in the salt marsh itself. Dissolution can be explained by the acidic pore water of the marsh sediments. Apart from showing solution pits and general loss of shell substance, many of the shells have a chalky appearance caused by maceration. In some cases dissolution apparently starts while the shells are alive, but continues after burial. It is a process that generally takes considerably more time than any of the taphonomic processes discussed earlier.

The distinctive texture and features caused by dissolution often oversprint and obliterate other taphonomic features such as abrasion, bioerosion, and encrustation.

Reworking

Reworking is either caused by physical or biological processes and is related therefore to the energy level, the rate of net sedimentation or the population density of infaunal organisms. In many cases reworking results in the formation of skeletal concentrations. At Bahia la Choya three time frames of reworking can be recognised:

(1) short term (10^1 to 10^3 yrs),
(2) medium term (10^3 yrs), and
(3) long term (10^4 to 10^5 yrs).

Short term reworking refers to bioturbation, migration of tidal channels, storm erosion and redeposition. This time frame can be recognised by burrows, erosion surfaces, and the biofabric of skeletal concentrations. Short term reworking is an ubiquitous feature across the tidal flat, channel, and marsh. Physical processes dominate in the outer to mid shelf areas and the channel, whilst biological agents are more pronounced in inner flat and marsh.

Reworking over intermediate time frames is caused by erosion of skeletal elements from the shelly spit and their incorporation in the Recent fauna of the tidal flat or salt marsh. This process can be recognised by ecological incompatibility of faunal elements and by their different taphonomic signatures. An example of ecological incompatibility is the presence of lower intertidal to subtidal taxa such as *Dosinia* and *Pteria* in sediments of the salt marsh or the salt marsh channel ("estero"). An example of a distinctive taphonomic signature is the typical abrasion texture exhibited by taxa from the spit. Due to a different taphonomic history shells of the gastropod *Cerithidea* from the spit are strongly polished and can easily be distinguished from *Cerithidea* shells of the inner flat or marsh which – even when strongly abraded – lack the smooth surface of the spit specimens.

Reworking representing long periods of time is caused by erosion of shells from the Pleistocene rocks that surround Bahia la Choya and those that crop out particularly in the northern part of the bay. Pleistocene components are most easily recognised by their matrix that still adheres to shells and differs in composition and degree of lithification from Recent sediments. Pleistocene shells eroded from the banks of the estero channel differ by being highly chalky and by having lost luster and color. They also differ drastically in composition from the surrounding salt marsh and estero channel fauna (FÜRSICH & FLESSA 1987).

Rate of sedimentation

Due to limited sediment input into the northern Gulf of California, rates of sedimentation at Bahia la Choya are rather low. Within the bay, net sedimentation rates approach zero in the northern part, but are higher in the southern part, particularly in the inner flat. The low rate of net sedimentation strongly affects the residence time of shells on the sediment surface and thus the impact of taphonomic processes such as

bioerosion and encrustation. It ist partly responsible for the high shell density across much of the tidal flats. Furthermore, the rate of sedimentation decisively influences the degree of time-averaging of the fauna (see below).

TIME

The time factor is closely related so sedimentation rate and rate of shell production and thus influences the shell density as well as the intensity of many taphonomic features. Time-averaging, the mixing of skeletal elements of non-contemporaneous populations or communities (Walker & Bambach 1971), is consequently common and widespread in Bahia la Choya. The time span involved is up to 100000 years (in the case of reworked Pleistocene skeletal elements); more often a time range of several thousand years is represented (Meldahl 1987). Time-averaging is caused either by physical reworking of the sediment in conjunction with extremely low net sedimentation rates, or else by biological reworking (e. g. by populations of the ghost shrimp *Callianassa* on the inner flat – see Meldahl 1987). Time-averaging is easily recognised in the case of introduction of shells from the Pleistocene or from the subrecent spit where either the taphonomic signatures differ substantially or else ecological incompatibility exists. In these cases, time-averaging is, strictly speaking, allochthonous (Fürsich & Aberhan 1990). Short autochthonous time-averaging is recognised, for example, by the abundance of the small bivalve *Parivilucina mazatlanica* in taphocoenoses of the outer to midflat, whilst in the living communities this bivalve is extremely rare.

The use of faunal composition to infer time-averaging is, however, strongly limited in the fossil record where the precise composition of living assemblages is often not known. In such cases time-averaging may be recognised by using the frequency distribution of the taphonomic condition of the skeletal elements. Fig. 2 shows schematically four "taphograms" of skeletal elements (comparable to psychograms of human populations) from hypothetical samples. In our opinion, they allow inferences about the presence/absence and intensity of time-averaging.

In taphogram A all skeletal elements are poorly preserved and exhibit a narrow peak along the preservation gradient. This implies that the rate of shell destruction is much higher than the rate of shell production. Such a taphogram could result from transport or winnowing and generally reflects a uniform taphonomic history of the shells. Time-averaging cannot be inferred. If however shell distribution along the preservation gradient is polymodal, then this will most likely reflect discontinuous time-averaging (Fürsich & Aberhan 1990).

Taphogram B shows a broad distribution of shells with a modest peak at poor conditions. Here, the rate of destruction is higher than the rate of shell production. The presence of many different modes of preservation reflects different taphonomic histories and is thus indicative of time-averaging.

In taphogram C we encounter a broad distribution of shells along the preservation gradient with a modest peak at good condition. This is a result of the rate of shell production being higher than the rate of destruction. As argued for taphogram B, the presence of different modes of preservation reflects time-averaging.

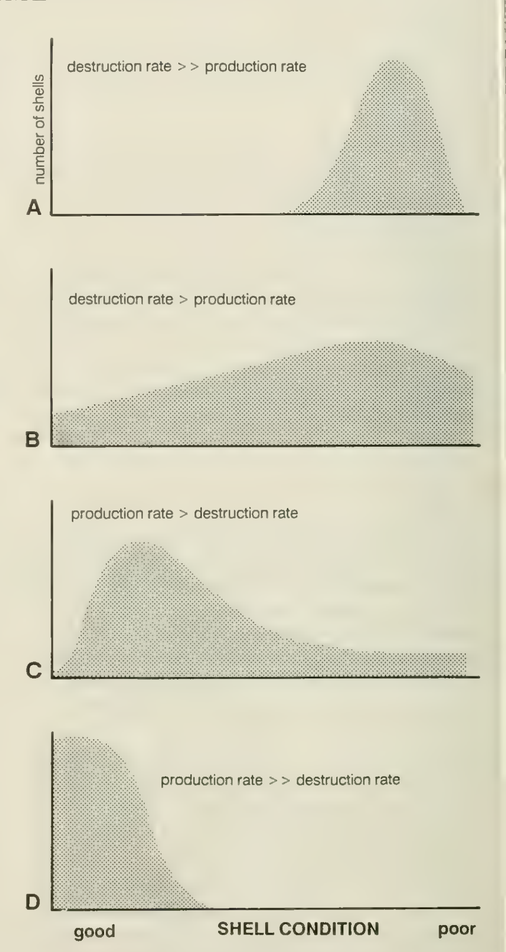


Fig. 2: Model of the frequency distribution of the taphonomic condition of skeletal elements ("taphograms"). For explanation see text.

Finally, taphogram D exhibits a narrow peak and all shells are well preserved. The rate of shell production by far exceeds the rate of shell destruction. Such conditions result for example from rapid burial of shells. The lack of an extensive and varied taphonomic history shows that time-averaging did not play any role.

Apart from the analysis of taphograms, there are additional lines of evidence that can be used to recognise time-averaging in Bahia la Choya and elsewhere in the fossil record and cru-

dely estimate the minimum length of time involved. They include cross-cutting borings in shells. This relationship implies filling of the first generation of boreholes with sediment and lithification of the fill, most likely during a burial phase of the shell, prior to subsequent attack by a second generation of borers. Another example is a partially eroded boring that is overgrown by epizoans. In this case substantial erosion involving a certain length of time has taken place between the two colonisation phases. Finally, shells with attached matrix that differs from the surrounding sediment are another clear sign of non-contemporaneity and hence time-averaging.

Although not immediately apparent, the time factor exerts great influence on the composition and preservation of skeletal elements. For this not hundred thousands or even millions of years need to be involved, but a few thousand or even only a few hundred years will suffice, as the Bahia la Choya example shows.

INTEGRATED APPROACH TO PALEOENVIRONMENTAL ANALYSIS

Paleoenvironmental analyses are usually carried out by sedimentologists. In the last few decades, the contribution paleoecologists and ichnologists can make to fine-tuning paleoenvironments has been recognised (e. g. SEILACHER 1967, DODD & STANTON 1981). In the last few years, taphonomy has been added as a tool to decipher environmental processes (e. g. BRETT & BAIRD 1986). In combining faunal and trophic/substrate information with information from taphonomic signatures of skeletal elements (combining studies of biofacies and taphofacies), paleontology can significantly contribute to paleoenvironmental analysis. As our studies of the tidal flat complex at Bahia la Choya have shown, there are limitations to this approach in the fossil record: Life habit and trophic data (in particular of gastropods) may be difficult to retrieve, because information from living representatives or analogs is required. The time factor strongly influences diversity and other ecological data as do taphonomic processes that selectively remove components of the fauna. Taphonomic features may not be preserved, or may be thoroughly overprinted.

Set against these limitations are the strengths of the combined approach. Faunal and trophic data allow inferences about the distribution of food and its availability in the sediment versus the water column, and thus indirectly about the energy level. Faunal/trophic data yield also information about stress gradients caused by abiotic environmental factors such as oxygen, salinity, or time of subaerial exposure. Taphonomic features furnish information about the energy level, reworking events, degree of transport, rate of sedimentation, and time frames. Gaining an idea of the latter enables us to adequately interpret ecological data, in particular diversity.

The example of Recent sediments and Pleistocene rocks at Bahia la Choya illustrates that use of both approaches permits fine-scale discrimination of environments and thus is indeed a powerful tool for paleoenvironmental analysis.

REFERENCES

ABERHAN, M. & FÜRSICH, F. T. (1991): Paleoecology and paleoenvironments of the Pleistocene deposits of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18**, 135–163, 15 figs, 4 pls, München.

BRETT, C. E. & BAIRD, G. C. (1986): Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. – Palaios, **1**, 207–227, 13 figs, Tulsa, Okla.

DODD, J. R. & STANTON, R. J., Jr. (1981): Paleoecology, concepts and applications. – 559 pp., John Wiley and Sons, New York.

FEIGE A. & FÜRSICH, F. T. (1991): Taphonomy of the Recent molluscs of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18**, 89–133, 24 figs, 6 pls, München.

FLESSA, K. W. & FÜRSICH, F. T. (1991): Quantitative analyses of molluscan communities and taphocoenoses of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18**, 79–88, 4 figs, München.

FÜRSICH, F. T. & ABERHAN, M. (1990): Significance of time-averaging for palaeocommunity analysis. – Lethaia, **23**, 143–152, 6 figs, Oslo.

–– & FLESSA, K. W. (1987): Taphonomy of tidal flat molluscs in the northern Gulf of California: Paleoenvironmental analysis despite the perils of preservation. – Palaios, **2**, 543–559, 20 figs, Tulsa, Okla.

–– & SCHÖDLBAUER, S. (1991a): Zonation of molluscan species across the tidal flats of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico): Paleoecological significance. – Zitteliana, **18**, 53–70, 14 figs, München.

–– & –– (1991b): Zonation of molluscan life habit groups across the tidal flats of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico): Paleoenvironmental significance. – Zitteliana, **18**, 71–78, 5 figs, München.

––, FLESSA, K. W., ABERHAN, M., FEIGE, A. & SCHÖDLBAUER, S. (1991): Sedimentary habitats and molluscan faunas of Bahia la Choya (Gulf of California, Sonora, Mexico). – Zitteliana, **18**, 5–51, 13 figs, 10 pls, München.

MELDAHL, K. H. (1987): Sedimentologic, stratigraphic and taphonomic implications of biogenic stratification. – Palaios, **2**, 350–358, 7 figs, Tulsa, Okla.

SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. – Marine Geol., **5**, 413–428, 2 pls, Amsterdam.

WALKER, K. R. & BAMBACH, R. K. (1971): The significance of fossil assemblages from fine-grained sediments: time-averaged communities. – Geol. Soc. Amer., Abstr. with Progr. 3, 783–784, Boulder, Co.



Appendix 1

Distribution of live fauna along Transect A.
Numbers refer to individuals per 9 l sediment sample.

Stations:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
BIVALVES																						
Cardita affinis	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chione californiensis	-	-	-	-	-	3	-	-	4	-	2	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chione fluctifraga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Donax navicula	-	-	-	-	-	3	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dosinia dunkeri	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Felaniella sericata	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lucina lampra	-	-	1	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mytella guyanensis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3
Parvilucina mazatlanica	-	-	-	2	4	-	3	9	2	2	2	3	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Protothaca grata	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	3	1	1	-	-	-	-
Strigilla interrupta	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tagelus affinis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	1	1	1	1	1	1	-
Tellina carpenteri	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GASTROPODS																						
Agaronia testacea	8	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anachis nigricans	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cerithidea mazatlanica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	8	15	44	84	28	11	289
Cerithium stercusmuscarum	-	-	-	714	4	39	18	9	16	6	4	27	12	72	22	22	2	1	-	-	1	-
Crassispira kluthi	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crepidula striolata	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nassarius brunneostoma	-	-	-	-	-	-	-	-	2	8	10	12	6	12	18	10	13	30	112	43	15	-
Nassarius iodes	-	-	-	-	-	15	3	21	36	18	34	33	24	40	18	1	7	-	7	2	-	-
Nassarius tiarula	-	-	-	-	2	3	9	3	-	-	2	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Oliva spicata	-	-	-	-	2	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pedipes unisulcatus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Solenosteira macrospira	-	-	-	4	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Terebra armillata	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Theodoxus luteofasciatus	-	-	-	8	6	3	3	3	-	-	-	-	-	4	2	-	-	-	-	-	-	-
BRACHIOPODS																						
Glottidia sp.	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ECHINOIDS																						
Encope micropora	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mellita longifissa	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
total number of specimens /9 l	11	4	3	742	24	66	39	48	72	34	54	84	48	128	70	45	39	77	204	74	28	295

Appendix 2

Distribution of live fauna along Transect B.
Numbers refer to individuals per 9 l sediment sample.

Stations:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
BIVALVES																								
Chione californiensis	-	-	-	-	-	1	1	2	-	1	-	3	-	1	1	-	-	-	-	6	-	-	-	-
Cooperella subdiaphragma	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Corbula marmorata	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diplodonta subquadrata	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax navicula	-	-	-	1	2	-	5	6	5	2	-	3	-	6	3	4	1	3	-	-	-	-	-	-
Dosinia dunkeri	-	-	-	-	-	-	-	2	1	2	1	2	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Felaniella sericata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lucina lampra	-	-	-	-	-	1	-	3	-	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Parvilucina mazatlanica	-	-	2	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Protothaca grata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	3	2	90	27	-	-	-	-
Strigilla interrupta	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tagelus affinis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	3	-	3	-	-	-	-	-
GASTROPODS																								
Agaronia testacea	3	8	-	1	-	2	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cerithidea mazatlanica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	3	4	114	12	-
Cerithium stercusmuscarum	-	-	-	-	-	1	1	-	-	1	1	-	189	2	12	-	1	1	345	642	-	-	-	-
Nassarius brunneostoma	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	15	3	2	1	-	-
Nassarius iodes	-	-	-	6	10	20	4	25	16	39	21	60	30	22	19	21	17	1	78	-	-	-	-	-
Nassarius tiarula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Terebra armillata	-	-	-	1	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Theodoxus luteofasciatus	-	-	-	-	1	1	-	-	6	-	-	4	102	1	-	1	1	-	1	381	-	-	-	-
ECHINOIDS																								
Encope micropora	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mellita longifissa	-	-	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
total number of specimens/9 l	8	8	14	9	16	26	11	43	28	47	25	73	330	33	36	30	26	7	547	1062	6	115	12	0

Appendix 3

Distribution of live fauna along Transect C.
Numbers refer to individuals per 9 l sediment sample.

Stations:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
BIVALVES																								
Atrina sp.	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cardita affinis	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chama sp.	-	-	-	-	2	1	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cerithidea mazatlanica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Chione californiensis	-	-	-	-	2	-	-	-	-	1	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chione fluctifraga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Corbula marmorata	3	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax gracilis	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax navicula	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	1	1	2	1	-	-	1	1	1	-	-	-
Dosinia dunkeri	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-
Lucina lampra	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Modiolus capax	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nucula declivis	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Parvilucina mazatlanica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Protothaca grata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Strigilla interrupta	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tagelus californianus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Tagelus sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-
GASTROPODS																								
Agaronia testacea	8	4	1	2	-	-	-	-	2	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Agladrillia pudica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anachis adelinae	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anachis sanfelipensis	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anachis nigricans	-	-	-	-	-	-	1	2	2	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anachis varia	-	-	-	-	2	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Arene fricki	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cerithium stercusmuscarum	-	-	-	1	1	322	-	2	-	2	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Columbella strombiformis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Conus sp.	-	-	-	1	-	-	-	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Conus regularis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crassispira kluthi	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cymatium gibbosum	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nassarius brunneostoma	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	2	1	2	1	17
Nassarius iodes	-	4	-	3	-	-	-	2	8	6	1	7	4	3	11	5	7	13	5	10	2	1	-	-
Nassarius tiarula	-	-	-	-	-	1	1	-	1	-	2	2	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Natica chemnitzii	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Oliva spicata	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Olivella dama	-	-	-	2	10	2	1	-	6	3	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pilsbryspira bacchia	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pilsbryspira garciacubasi	-	-	-	-	2	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Solenosteira macrospira	-	-	-	-	2	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Terebra armillata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Turritella sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ECHINOIDS																								
Mellita longifissa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
total number of specimens/9 l	14	8	1	10	23	344	7	9	21	15	10	14	9	6	17	8	8	14	6	13	4	6	2	20

Appendix 4

Distribution of live fauna along Transect D.
Numbers refer to individuals per 9 l sediment sample.

Stations:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
BIVALVES																		
Cardita affinis	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chama sp.	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chione fluctifraga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Chione californiensis	1	2	-	-	4	2	-	-	1	1	1	-	-	-	1	1	-	-
Corbula marmorata	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax navicula	-	-	-	-	-	-	1	1	1	6	2	5	-	-	5	-	-	-
heterodont sp. H	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lucina lampra	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Megapitaria squalida	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Modiolus capax	1	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orobitella zorrita	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Parvilucina mazatlanica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Protothaca grata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-
Tellina coani	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina meropsis	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tivela byronensis	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GASTROPODS																		
Agaronia testacea	2	8	-	2	-	-	1	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Anachis adelinae	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anachis nigricans	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-
Anachis varia	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cerithium stercusmuscarum	-	-	103	4	2	11	1	5	-	31	22	8	26	15	9	2	2	50
Olivella dama	4	-	-	4	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nassarius brunneostoma	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	2	-	13	9	8	6	-	14
Nassarius iodes	-	-	-	-	-	-	7	11	7	1	6	-	8	5	8	10	1	-
Nassarius tiarula	-	-	-	-	-	-	-	-	1	2	1	-	-	-	-	-	-	-
Pilsbryspira garciacubasi	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Solenosteira macrospira	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Theodoxus luteofasciatus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	5	4	6		-	-	11
total number of specimens/9l	13	10	107	12	15	22	10	18	11	44	36	18	52	35	31	20	7	77

Appendix 5

Distribution of shells within taphocoenoses along Transect A.
Only those taxa are listed which represent one or more percent of the individuals within the particular sample.
Numbers refer to individuals.

Stations:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
BIVALVES																						
Arcopsis solida	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
Argopecten circularis	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Asthenothaerus villosior	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Barbatia sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Cardita affinis	13	2	2	-	12	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chione sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-
Chione californiensis	3	1	9	118	196	189	202	348	314	286	488	492	678	576	100	5	-	-	-	-	-	-
Chione mariae	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Corbula marmorata	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cryptomya californica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	1	1	3
Cyclopecten pernomus	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diplodonta orbella	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diplodonta orbicularis	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diplodonta subquadrata	4	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax gracilis	6	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax navicula	-	1	6	64	32	36	75	117	126	110	268	189	264	276	64	2	1	-	1	-	-	-
Dosinia dunkeri	2	2	4	16	-	-	-	-	30	-	-	51	96	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Felaniella sericata	2	1	17	38	30	51	147	168	186	172	264	312	303	-	101	-	1	-	1	-	-	-
Glycymeris multicostata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Isognomon ianus	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Laevicardium elenense	13	-	7	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26	4	1	-	-	-	-	-
Lucina sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Lucina lampra	2	4	12	74	122	198	582	591	582	456	712	648	978	896	234	4	-	-	-	1	-	-
Megapitaria squalida	-	2	8	28	42	39	120	93	92	56	82	81	96	96	26	-	-	-	-	1	-	-
Ostrea sp.	2	7	-	-	12	-	-	-	-	-	-7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orobitella cf. *zorrita*	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
Pandora uncifera	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Parvilucina approximata	-	2	3	-	-	-	36	42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Parvilucina mazatlanica	8	1	22	280	118	102	1008	837	1106	648	1864	2709	1725	1240	628	29	1	-	-	-	-	-
Parviculina prolongata	4	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	72	-	-	2	-	-	-	-	-	-
Phlyctiderma discrepans	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pitar helenae	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Protothaca grata	-	-	2	34	14	-	-	48	-	34	48	60	117	100	46	2	-	-	1	-	1	-
Pteria sterna	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Semele guaymasensis	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sphenia fragilis	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Strigilla interrupta	11	6	-	-	-	-	-	-	32	28	64	72	81	80	30	-	-	-	-	-	-	-
Tagelus affinis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1	-	1	-
Tellina amianta	4	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina brevirostris	-	-	-	-	-	-	-	36	-	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Trachycardium panamense	2	1	2	12	12	33	51	60	52	34	60	78	63	64	38	3	-	-	-	1	-	-
Tellina coani	2	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GASTROPODS																						
Agaronia testacea	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Calyptraea mamillaris	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Collisella turveri	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cerithidea mazatlanica	-	-	-	48	44	63	33	60	-	48	-	144	138	204	112	15	4	5	4	10	25	251
Cerithium stercusmuscarum	-	-	6	218	219	225	138	93	56	94	-	144	231	368	218	24	16	4	2	-	1	3
Collisella turveri	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Crepidula excavata	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crepidula striolata	-	1	2	16	16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crepidula unicata	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crucibulum spinosum	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
Melampus mousleyi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Nassarius brunneostoma	-	-	-	28	16	27	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	3	4	5	1	11	-
Nassarius iodes	-	-	-	44	32	63	42	63	36	-	-	105	207	212	74	7	5	2	1	1	-	3
Olivella dama	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
Pedipes unisulcatus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-

Stations:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Theodoxus luteofasciatus	-	-	-	18	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Vermetus indentatus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Dentalium semipolitum	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24	-	-	-	-	-	-	-
number of additional taxa (representing $<1\%$ each)	16	0	13	35	34	33	49	48	56	46	60	55	53	55	41	20	0	0	0	0	0	7

Appendix 6

Distribution of shells within taphocoenoses along Transect B.
Only those taxa are listed which represent one or more percent of the individuals within the particular sample.
Numbers refer to individuals.

Stations:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
BIVALVES																								
Arca pacifica	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Arcopsis solida	3	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Asthenosthaerus villosior	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cardita affinis	5	4	-	-	-	-	8	4	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chione californiensis	3	28	-	51	8	52	39	49	62	32	17	87	261	19	6	-	7	4	-	30	1	2	93	29
Chione fluctifraga	-	-	-	17	9	-	-	6	14	-	-	12	81	19	9	5	4	-	-	-	-	-	-	-
Chione pulicaria	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Corbula marmorata	2	4	-	-	-	5	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33	12
Crassostrea corteziensis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27	-
Cryptomya californica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	1	-	-	-
Cumingia lamellosa	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diplodonta orbella	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diplodonta subquadrata	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax gracilis	7	14	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax navicula	2	4	2	45	8	40	70	48	80	41	-	58	171	23	12	4	8	4	-	-	2	2	72	35
Dosinia dunkeri	-	-	-	20	2	5	-	4	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Felaniella sericata	-	-	2	78	11	48	66	10	42	32	6	31	54	11	11	3	-	3	-	-	-	-	60	8
Glycymeris multicostata	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
heterodont bivalve	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-
Hiatella arctica	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Laevicardium elenense	30	16	4	16	3	8	15	6	15	8	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lucina lampra	4	-	2	95	11	78	118	55	77	67	18	103	297	20	10	6	4	4	-	-	-	2	150	58
Megapitaria squalida	2	14	2	18	5	12	16	9	10	8	4	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	4
Modiolus capax	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orobitella zorrita	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ostrea sp.	10	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Parvilucina approximata	2	4	-	-	-	-	-	5	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Parvilucina mazatlanica	5	6	-	205	51	107	204	79	231	127	44	65	171	-	20	4	6	3	-	-	-	2	48	44
Parvilucina prolongata	3	4	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	1	-	33	24
Petricola exarata	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pitar helenae	2	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Protothaca grata	-	-	-	-	-	-	23	18	23	24	5	10	153	32	10	4	-	-	42	30	-	2	78	20
Strigilla interrupta	12	4	-	26	4	12	-	7	12	8	4	-	-	-	-	-	-	2	-	1	-	-	-	-
Tagelus affinis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	2	-	-	-
Tellina amianta	5	14	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina carpenteri	-	-	-	9	2	-	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina coani	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Thracia squamosa	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Trachycardium panamense	4	-	2	9	3	8	10	4	13	8	2	9	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	13
GASTROPODS																								
Agaronia testacea	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Calyptraea mamillaris	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cerithidea mazatlanica	-	-	-	-	-	6	-	-	45	11	5	99	1586	250	118	30	26	3	201	450	5	18	606	54
Cerithium stercusmuscarum	-	-	1	-	6	14	-	8	14	11	-	47	2781	328	96	22	23	1	486	639	1	10	219	18
Collisella acutapex	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Crepidula striolata	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Crepidula uncata	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crucibulum concameratum	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Crucibulum spinosum	2	6	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nassarius brunneostoma	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	180	21	17	-	2	1	24	-	-	7	72	5
Nassarius iodes	-	-	-	-	-	2	11	-	-	17	12	-	46	1089	183	17	18	10	1	-	1	-	60	12
Nassarius tiarula	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	1	-
Oliva spicata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Olivella dama	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Terebra armillata	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Theodoxus luteofasciatus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	847	105	10	-	2	-	213	192	-	-	-	-
Turbo sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6
Vermetus indentatus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	15	15	1	4	-	9
number of additional taxa (representing <1% each)	17	18	0	49	35	39	48	38	36	34	8	37	30	40	23	12	10	0	19	10	0	12	39	19

Appendix 7

Distribution of shells within taphocoenoses along Transect C.
Only those taxa are listed which represent one or more percent of the individuals within the particular sample.
Numbers refer to individuals.

Stations	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
BIVALVES																								
Arcopsis solida	8	-	1	10	14	-	2	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Aligena cokeri	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Anomia adamas	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Arca pacifica	-	-	-	9	22	-	2	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Argopecten circularis	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cardita affinis	12	28	1	36	68	40	1	28	13	30	7	14	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chama mexicana	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chione californiensis	52	92	3	97	160	90	12	58	16	110	4	15	10	74	68	2	11	13	13	17	6	8	10	18
Chione fluctifraga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	2	-	-	-
Chione squamosa	7	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Corbula bicarinata	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Corbula marmorata	29	24	1	18	26	-	2	8	4	10	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17	-	-
Cryptomya californica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1
Ctena mexicana	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cummingia lamellosa	-	8	1	-	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diplodonta orbella	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Diplodonta subquadrata	7	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax gracilis	16	28	-	10	-	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax navicula	-	8	3	13	20	14	2	16	12	30	12	29	32	68	88	6	10	22	13	11	5	4	7	24
Dosinia dunkeri	-	-	-	-	-	-	2	-	2	-	2	5	-	-	18	2	2	-	-	-	-	1	-	4
Felaniella sericata	-	-	-	-	-	-	1	12	8	21	6	36	18	79	111	6	8	22	19	13	5	12	6	18
Glycymeris multicostata	11	12	-	16	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gregariella coarctata	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Laevicardium elenense	32	28	10	8	18	-	1	6	3	8	9	5	4	-	-	5	-	4	-	-	-	-	2	-
Lucina lampra	-	12	1	31	64	58	10	96	41	92	47	116	86	327	324	14	37	45	33	42	35	20	18	50
Macoma indentata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	-	3	2	2	1	-	-
Megapitaria squalida	7	40	3	24	80	34	5	16	8	24	6	9	8	30	39	2	2	-	3	-	2	-	2	8
Modiolus capax	5	-	1	13	-	-	1	10	4	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nucula declivis	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ostrea sp.	6	12	1	18	52	40	4	10	7	15	4	5	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	2	4
Parvilucina approximata	-	3	-	16	58	16	1	6	5	9	3	4	3	15	-	-	2	-	2	3	-	-	2	-
Parvilucina mazatlanica	-	8	4	27	-	46	7	26	14	36	25	52	41	63	262	28	33	72	59	19	16	17	22	59
Parvilucina prolongata	-	3	-	-	24	18	1	8	3	8	4	5	4	17	20	1	2	3	-	2	1	-	-	3
Phlyctiderma discrepans	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pitar helenae	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	3
Protothaca grata	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	4	-	-	2	4	9
Pteria sterna	102	64	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Strigilla interrupta	-	-	-	-	-	16	2	-	2	9	4	8	6	-	15	4	2	-	2	-	-	1	-	6
Tagelus affinis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-
Tagelus californianus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	4	-
Tellina amianta	13	48	1	12	28	16	4	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Tellina brevirostris	-	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina carpenteri	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	3	-	-	2	-	3	-	-	1	-	-	-
Tellina coani	7	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina meropsis	-	-	3	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina simulans	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-
Thracia curta	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Trachycardium panamense	-	-	-	10	14	-	1	6	-	7	3	4	-	-	14	2	2	-	2	2	1	1	-	3
Trigoniocardia biangulata	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GASTROPODS																								
Agaronia testacea	7	-	17	-	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Agladrillia pudica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Anachis adelinae	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bulla gouldiana	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Calyptraea mamillaris	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Cerithidea mazatlanica	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	4	-
Cerithium stercusmuscarum	-	-	-	-	294	494	3	34	4	26	2	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	1	-	-
Columbella strombiformis	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crepidula excavata	-	8	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crepidula incurva	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crepidula striolata	-	-	1	-	-	20	4	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Crepidula uncata	9	-	-	9	-	-	1	-	2	6	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Crucibulum sp.	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Stations	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Crucibulum spinosum	5	-	3	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-
Diodora alta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Diodora inaequalis	-	-	-	-	26	-	2	-	2	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Diodora inaequistriata	-	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lucapinella milleri	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Oliva spicata	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Olivella dama	-	-	-	-	-	-	1	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nassarius brunneostoma	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	5	-
Nassarius iodes	-	-	-	-	22	18	1	-	-	7	-	8	-	-	-	-	-	4	3	-	-	2	2	-
Nassarius tiarula	-	-	-	-	-	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Terebra armillata	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Vermetus indentatus	-	8	-	-	-	14	2	6	4	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Vermicularia pellucida	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
number of additional taxa (representing <1% each)	46	23	0	65	58	58	0	28	20	48	22	24	25	39	42	11	12	23	18	11	5	0	10	14

Appendix 8

Distribution of shells within taphocoenoses along Transect D.
Only those taxa are listed which represent one or more percent within the particular sample.
Numbers refer to individuals.

Stations:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
BIVALVES																		
Arca pacifica	-	-	3	12	-	6	-	-	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-
Arcopsis solida	7	10	-	-	6	7	-	5	-	3	-	3	3	-	-	-	5	-
Argopecten circularis	13	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Barbatia rostae	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cardita affinis	31	22	3	-	26	37	9	18	28	5	5	4	11	13	23	8	26	14
Chione californiensis	110	112	5	274	52	73	34	48	22	5	24	6	28	54	131	17	65	107
Chione cortezi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13	
Chione fluctifraga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	1	-	-
Chione mariae	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Chione squamosa	9	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Corbula sp. A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Corbula bicarinata	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Corbula marmorata	35	14	-	40	13	21	7	14	18	-	4	3	9	22	29	6	24	17
Crassostrea corteziensis	-	-	-	32	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	1	9	12
Cumingia lamellosa	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Donax gracilis	13	14	-	18	5	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	1	-	-
Donax navicula	-	3	2	-	8	8	4	8	18	3	4	9	11	13	41	10	18	10
Dosinia ponderosa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Felaniella sericata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	-	-	10	2	7	7
Glycymeris multicostata	8	-	2	30	8	-	3	3	7	-	2	-	4	4	7	2	-	-
Laevicardium elenense	68	4	-	12	12	-	-	-	-	-	2	2	-	-	-	-	-	-
Lucina lampra	8	18	2	44	19	8	2	6	22	3	9	7	20	32	56	12	42	27
Megapitaria squalida	-	26	54	12	7	4	5	7	-	4	2	4	7	17	2	8	-	
Modiolus capax	-	-	4	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12
Ostrea sp.	22	26	2	-	-	11	-	-	7	-	-	1	-	8	-	1	-	-
Parvilucina approximata	-	-	-	20	4	-	-	3	4	-	-	-	3	-	9	3	-	-
Parvilucina mazatlanica	11	12	2	48	24	17	3	7	7	3	5	4	5	12	17	3	16	12
Parvilucina prolongata	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-
Phlyctiderma discrepans	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-
Protothaca grata	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	12	54	24	5	12	10
Pteria sterna	77	18	-	28	11	13	2	4	-	2	2	-	-	-	-	1	-	-
Saccostrea palmula-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	
Semele sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Semele guaymasensis	-	6	-	10	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	8	-	-	-
Sphenia fragilis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	1	-	-
Strigilla interrupta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
Tagelus affinis	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-
Tellina sp.	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina amianta	28	-	-	26	6	-	-	3	7	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Tellina coani	10	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina meropsis	10	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tellina simulans	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Trachycardium panamense	-	-	-	10	5	6	-	3	-	-	2	3	2	-	-	-	-	-
Trigoniocardia biangulata	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-
GASTROPODS																		
Agaronia testacea	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anachis nigricans	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	6	7	-	-	9
Anachis varia	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cerithium stercusmuscarum	-	-	90	26	19	90	6	43	38	44	17	6	29	35	132	1	46	195
Crepidula onyx	-	-	-	10	4	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Crepidula incurva	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crepidula striolata	-	-	-	10	7	17	3	7	9	-	3	3	-	-	-	-	-	-
Crepidula uncata	8	8	-	-	-	8	-	5	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
Crucibulum spinosum	25	-	2	-	-	-	-	7	5	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Diodora inaequalis	-	5	-	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nassarius brunneostoma	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	12
Nassarius guaymasensis	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nassarius iodes	-	-	-	-	-	-	-	4	-	-	2	-	4	14	14	-	7	16
Olivella dama	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13
Serpulorbis oryzata	-	-	-	-	-	19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Theodoxus luteofasciatus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	2	-	-	-	16	-	9	7
Vermetus indentatus	-	-	8	72	55	71	2	20	33	19	12	4	7	27	24	-	16	45
number of additional taxa (representing <1% each)	58	31	23	50	47	54	21	29	38	21	41	15	37	33	51	0	42	55





Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie

19

TORSTEN STEIGER

Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern)

MÜNCHEN 1992

Zitteliana	19	188 Seiten	27 Tafeln	München, 1. 4. 1992	ISSN 0373-9627



Zitteliana

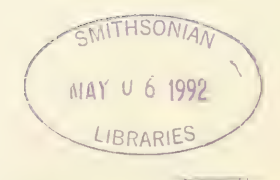
Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie

19

TORSTEN STEIGER

Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches in Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern)

MÜNCHEN 1992



Zitteliana	19	188 Seiten	27 Tafeln	München, 1. 4. 1992	ISSN 0373-9627

Verlag Gebr. Geiselberger, Altötting

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie München
Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer

Als Habilitationsschrift auf Empfehlung
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München
gedruckt mit Unterstützung der
Deutschen Forschungsgemeinschaft

ISSN 0373-9627

Gesamtherstellung: Druck- und Verlagsanstalt Gebr. Geiselberger, Altötting

Zitteliana	19	3–188	27 Tafeln	München, 1. 4. 1992	ISSN 0373–9627

Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern)

Von
TORSTEN STEIGER*)

Mit 50 Abbildungen und 27 Tafeln

KURZFASSUNG

Die Ablagerungen des Oberjuras und der Unterkreide des Osterhorntirolikums in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich und Bayern) enthalten eine reiche Radiolarienfauna. Die Untersuchung dieser Organismen ergab ein Spektrum von insgesamt 54 Gattungen mit 183 Arten, von denen 9 Gattungen und 30 Arten neu beschrieben wurden. Die biostratigraphische Gliederung zeigte eine gute Korrelierbarkeit mit den Leitformen der übrigen Tethys, vor allem im Zeitbereich des Obertithons und des Berrias. Ein Teil der Fauna erwies sich als endemisch, konnte aber für eine regionale Zonierung ausgezeichnet genutzt werden. Die morphologische Analyse ließ eine starke Bindung bestimmter Morphotypen an die sedimentäre Umgebung erkennen. In Massenanhäufungen konnten noch fehlende Elemente der morphologischen Reihen von Radiolarien-Großgruppen (Actinommiden, Hagiastriden) gefunden werden. Übergangsformen und Zusatzstrukturen an den Gehäusen lassen Rückschlüsse auf ontogenetische und reproduktive Stadien zu. Basierend auf einem paläobathymetrischen Modell konnten erste Hinweise auf eine Tiefenzonierung der Radiolarien im Oberjura-Unterkreide-Grenzbereich gegeben werden.

ABSTRACT

Upper Jurassic to Lower Cretaceous deposits of the Osterhorn Tyrolian Zone in the Northern Calcareous Alps (Austria) contain a rich radiolarian fauna. Analysis of the organisms yielded 54 genera with 183 species. 9 genera and 30 species are new. The biostratigraphic sequence shows a good correlation with significant forms of the Tethys, particularly from the Late Tithonian through the Berriasian. The fauna is partly endemic and useful for a regional zonation. The morphologic examination showed a strong interdependence of morphotypes and sedimentary environment. In radiolarian accumulations still missing elements of morphologic sequences within higher taxonomic categories (Actinommidae, Hagiastridae) were found. Transitional forms and supplementary structures of the tests indicate ontogenetic and reproductive stages. On the basis of a paleobathymetric model first clues for a radiolarian depth zonation were recognized at the Jurassic – Cretaceous boundary interval.

INHALT

*) Priv.-Doz. Dr. TORSTEN STEIGER, Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, W-8000 München 2.

1. EINLEITUNG

In den vergangenen 20 Jahren ist das Interesse an der Erforschung jurassischer Radiolarien deutlich gestiegen. Grund für diese Entwicklung ist zum einen die Verbesserung wissenschaftlicher Untersuchungsmethoden und zum anderen die Veränderung paläontologischer Fragestellungen, insbesondere im Rahmen der interdisziplinären Bemühungen um die Erforschung der Ozeane der Erde.

Die Grundlagen des Systems der rezenten Radiolarien wurden im 19. Jahrhundert von Haeckel (1862, 1887) geschaffen. Diese Gliederung diente ebenfalls als Basis für die

Taxonomie der fossilen, auch der jurassischen Radiolarien (Rüst, 1885, 1898, Parona, 1890, Pantanelli, 1880, Squinabol, 1903, 1904). Der Einsatz verbesserter Lichtmikroskope, des Transmissionselektronenmikroskops und des Rasterelektronenmikroskops brachte nach einer deutlichen, die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts umfassenden Phase der Stagnation, neue Impulse für die Erkundung der Morphologie, Zellbiologie und Ökologie rezenter und fossiler Radiolarien.

Die Untersuchungen an rezenten Radiolarien mit Hilfe des Transmissionselektronenmikroskops richteten sich in erster Linie auf die Klärung des Feinbaus der Zelle, die Struktur der Membranen und die Beschaffenheit der Radiolarien-Hartteile (Hollande & Enjumet, 1954, 1960, Hollande & Hollande, 1976, Cachon & Cachon, 1971 a, b, 1972 a, b, c, 1976 a, b, 1977). Sie ergaben neue Vorschläge für die Gliederung des Radiolarien-Systems. Das Wissen über Lebensweise, insbesondere im Zusammenhang mit Symbionten, und die Vermehrung von Radiolarien konnte ebenfalls stark vertieft werden (Anderson, 1976 a, b, c, 1977 a, b, 1978 a, b, 1983).

Das Rasterelektronenmikroskop schaffte schlagartig neue Möglichkeiten für die Erforschung der Oberflächen und des Internbaus der Gehäuse. Im Rezenten veränderten die Untersuchungen von Petrushevskaya (1962, 1965, 1968 a, b, 1969, 1971 a) an der Nassellarien-Cephalis die Kenntnis über die Morphologie und Ontogenie dieser Radiolarien-Gruppe. Wie bei den Spumellarien durch die Analysen der Lage des Axoblasten gegenüber dem Zellkern, so wurden auch bei den Nassellarien andersartige Kriterien zur Gliederung der Gruppen benutzt, was zu einer teilweisen Aufhebung des Haeckelschen Systems führte. Somit wurde bei den rezenten Radiolarien begonnen, ihre Verwandtschaft nach biologischen Gesichtspunkten festzustellen und die Taxa danach zu ordnen (Petrushevskaya, 1971 b, Petrushevskaya, Cachon & Cachon, 1976).

Einen anderen Weg mußten die Bearbeiter fossiler Radiolarien gehen. Das Rasterelektronenmikroskop eröffnete ihnen vorzügliche Möglichkeiten für die Untersuchung des Oberflächenfeinbaus und der Internstrukturen der Wand. Die Kluft zwischen dem biologisch orientierten System rezenter Radiolarien und der künstlichen morphologischen Gliederung fossiler Formen konnte bisher jedoch nicht überbrückt werden. Wesentliche Neuerkenntnisse über die verwandtschaftlichen Beziehungen einiger fossiler Gruppen wurden dennoch durch die Hartteil-Analyse, so z. B. bei den Hagiastriden, gewonnen (Baumgartner, 1980). Die von Haeckel (1861) erkannten Muster der Radiolarien-Gliederung wurden dabei grundsätzlich für die sogenannten „Tribus" bestätigt, ergänzt und beträchtlich erweitert. Es zeigte sich aber schon in den fünfziger Jahren, daß Haeckels Unterordnungen, die auf dem Vorhandensein von Internschalen basierten, revisionsbedürftig waren.

Neben den methodischen Verbesserungen sind auch neue Fragestellungen in der Ozeanographie für die wachsende Bedeutung der Radiolarien verantwortlich. Insbesondere die Rolle der Kieselsäure als Mangelstoff im Meerwasser ist insofern interessant, als die abgelagerten Mengen von Kieselorganismen wie Radiolarien, Schwammnadeln, Silicoflagellaten und Diatomeen besonders empfindliche Anzeiger für Meeresströmungen, Stofftransport („Recycling" und „Flux"), Sedimentationsraten und wechselnde chemische Bedingungen in den Ozeanen darstellen (Berger, 1968, Casey, 1971, Kling, 1979). Das Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program hat in den vergangenen Jahren gezeigt, wie gut die Erkenntnisse bei rezenten Radiolarien auf fossile Formen übertragen werden können, so z. B. die Aufstellung einer biochronologischen Gliederung vom rezenten bis in das Alttertiär (Kling, 1971, Riedel & Sanfilippo, 1978). Im Rezenten gelangen auch die ersten Nachweise von Provinzialität und Tiefenzonierung (Haecker, 1907, 1908, Nigrini, 1967, Casey, Price & Swift, 1972, Casey et al. 1979, Kling, 1979).

Die Radiolarien älterer Epochen bergen aufgrund der Andersartigkeit der Gruppen, der diagenetischen Veränderungen des Gesteins, der Gehäuse und des mengenmäßig geringen Materials noch so viele Probleme, so daß eine Verbindung zwischen den Formen des Paläozoikums und des Mesozoikums zu den Radiolarien der Neuzeit hinsichtlich der Rekonstruktion des Verlaufs ihrer Evolution (Petrushevskaya, 1974, 1977, Riedel & Sanfilippo, 1981) und des Verhaltens in ihren Lebensräumen nur hypothetisch möglich ist (Kling, 1971, 1979).

Die Untersuchungen der Radiolarien des Juras konzentrieren sich zur Zeit mit verfeinerten Methoden der morphologischen Analyse (Computeranalyse, Bildauswertung) auf die Erfassung des Formenbestandes und die Aufstellung einer biostratigraphischen Gliederung. Bei den Bemühungen um die biostratigraphische Nutzbarkeit der Radiolarien werden zwei unterschiedliche Ansätze verfolgt: 1. Die Auffindung einzelner Leitformen (Pessagno, 1977, Pessagno et al., 1987); 2. die Nutzung regionaler und überregionaler Faunenassoziationen (Unitary Associations, Baumgartner et al. 1980, Kocher, 1981, Baumgartner, 1984).

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den Radiolarien des Oberjuras der Nördlichen Kalkalpen. Ziele ihrer Untersuchung sind:

1. Die Erfassung des Formenbestandes in einem begrenzten Sedimentationsraum.
2. Die Erkennung biostratigraphisch nutzbarer Formen.
3. Die Entdeckung einer möglichen Radiolarien-Tiefenzonierung.

Die Erfassung des Formenbestandes in den Nördlichen Kalkalpen war bereits im 19. Jahrhundert Gegenstand eingehender Untersuchungen (Rust, 1885, 1898, Dunikowski, 1882). Die Arbeiten dieser Zeit entstanden unter Verwendung des Systems von Haeckel. Rüsts Monographien bildeten nach dem Aufkommen des Rasterelektronenmikroskops zwar anfänglich die Grundlage der neueren Untersuchungen jurassischer Radiolarien an anderen Stellen der Erde (Pessagno, 1971, Foreman, 1973), doch erwiesen sie sich aufgrund der schlechten Qualität der Abbildungen und dem Verlust des Typenmaterials in Zusammenhang mit offensichtlichen Unterschieden zwischen den Faunen der Nördlichen Kalkalpen und denen des Atlantiks und des Westrandes des Pazifischen Ozeans als nur teilweise brauchbar. Fortan wurden auch unter dem Druck der Erkenntnisse über die Oberflächenmorphologie und die Wandstrukturen neue Gattungsna-

men geprägt und die HAECKELsche Namensgebung verlassen. Nach dieser, vor allem von PESSAGNO, FOREMAN und BAUMGARTNER eingeleiteten Veränderung und Erweiterung der Radiolarien-Nomenklatur sind nur wenige Untersuchungen an oberjurassischem Material der Nördlichen Kalkalpen durchgeführt worden (MUZAVOR, 1977, HOLZER, 1980). Einige davon beschränkten sich auf die Bearbeitung spezieller Gruppen (DONOFRIO & MOSTLER, 1978). Eine Vervollständigung der Kenntnis des Formenbestandes der Oberjura-Radiolarien der Nördlichen Kalkalpen und eine Anpassung an die veränderte Namensgebung ist daher dringend notwendig.

Die Radiolarien-Faunen der Nördlichen Kalkalpen zeigen Unterschiede zu denen der Südalpen. Durch diese paläogeographische Eigenständigkeit können die gültigen, größtenteils in den Südalpen und anderen Teilen der Tethys aufgestellten biostratigraphischen Gliederungen auf die Nördlichen Kalkalpen nicht zufriedenstellend angewendet werden. Die Absicht der vorliegenden Arbeit war es, die charakteristischen und für eine biostratigraphische Abfolge nutzbaren Radiolarien im Intervall Tithon-Berrias herauszuarbeiten.

Das dritte und schwierigste Ziel der Untersuchungen war der Versuch, Hinweise dafür zu finden, ob die Radiolarien des Oberjura-Kreide-Grenzbereiches in verschiedenen Tiefenzonen vorkamen. Derartige Untersuchungen wurden im Rezenten von HAECKER (1907), RESHETNIAK (1955) und CASEY et al. (1979) durchgeführt. Es zeigte sich eine Bindung von Vertretern der Phaeodarien und Polycystinen an bestimmte Tiefenbereiche.

Gerade die Verwendbarkeit stratigraphischer Gliederungen hängt stark von der jeweiligen Ablagerungssituation ab. Die Erkennung der Ablagerungstiefe der Radiolarienfaunen kann eine richtige Einschätzung der paläogeographischen Situation und die stratigraphische Verwertbarkeit von tiefenbedingt überlieferten Teilfaunen ermöglichen.

Die Arbeit versucht, Perspektiven für zukünftige Radiolarienuntersuchungen zu vermitteln. Dies betrifft zum einen den taxonomischen Umgang mit der Dynamik der Formenentwicklung des Einzellers „Radiolarie" und zum anderen die Vervollständigung der Radiolarien-Tiefenzonierung im Oberjura und der Unterkreide durch Überprüfung der vorgelegten Ergebnisse an anderen Orten.

2. GEOLOGISCHER RAHMEN

2.1 DIE OSTERHORNGRUPPE IN DEN NÖRDLICHEN KALKALPEN

Die Nördlichen Kalkalpen werden im Raum südlich Salzburgs von Deckeneinheiten des Tirolikums und des Juvavikums aufgebaut. Das für die Radiolarienuntersuchung ausgewählte Gebiet umfaßt das Gebirgsmassiv der Osterhorngruppe mit dem Tauglboden und der hufeisenförmig um diesen angeordneten Bergkette Schlenken – Schmittenstein – Regenspitze – Gennerhorn – Trattberg und das Hochplateau der Scheffau westlich der Salzach in Bayern. Dieses Areal liegt im sog. „Osterhorn-Tirolikum" (PLÖCHINGER, 1973) und stellt die größte zusammenhängende Einheit aufgeschlossener oberjurassisch-unterkretazischer Sedimente in den Nordalpen dar (Abb. 1).

Die Ablagerungen des Oberjuras und der Unterkreide des Osterhorntirolikums werden im Westen und Süden von bis zu 1000 m mächtigen Dachsteinkalkmassiven des Untersberges, des Hohen Göll und des Tennengebirges umgeben. Die Störung im Weißenbach-Tal schneidet die Osterhorngruppe im Osten gegen die hochjuvavische Gamsfeldmasse ab. Im Nordosten grenzt das Gebiet entlang der Wolfgangsee-Störung an das „Schafberg-Tirolikum" (PLÖCHINGER, 1973). Diese Einheit ist etwa 7 km weit über das Osterhorn-Tirolikum geschoben worden. Die nördliche Umrandung wird von west-ost-gerichteten Streifen der Flyschzone und von der Molasse gebildet.

Der interne Aufbau des Osterhorn-Tirolikums zeigt eine Gliederung in drei Abschnitte:

1. Westlich der Salzach besteht es aus den Hochplateaus der Scheffau und des Roßfeldes. Hier liegt der Salzstock von Hallein-Berchtesgaden mit seiner aus triadischen Gesteinen bestehenden Umrandung (PICHLER, 1963), die den Namen Halleiner Hallstätter Zone trägt und neuerdings als Rutschmasse innerhalb der jurassisch-unterkretazischen Schichtfolge interpretiert wird (PLÖCHINGER, 1976, STEIGER, 1981).
2. Zwischen dem Tennengebirge und dem Untersuchungsgebiet verläuft die Lammerzone als breiter ost-west-gerichteter Streifen. Ihre Trias-, Jura- und Kreidegesteine umfassende Schichtfolge wird als die Füllung einer tiefmarinen Rinne, des sog. „Hallstätter Kanals" gedeutet (HÄUSLER, 1979, TOLLMANN, 1981, 1987). In die jüngermesozoischen Abfolgen sind Gleitschollen, die „Hallstätter Schollen" von Golling und Kuchl eingeschaltet und über das gesamte Areal dieser Einheit verbreitet (PLÖCHINGER, 1979).
3. Das Zentrum des Osterhorn-Tirolikums ist das Tauglbodenbecken und das Salzachtal mit seinem muldenförmigen Internbau, die zusammen eine Synklinale mit unterschiedlichem Streichen bilden. Der Westteil dieser Struktur ist eine mit dem Lauf der Salzach süd-nord-streichende Mulde, die im Bereich des Salzstocks von Hallein-Berchtesgaden und der im Norden folgenden Schneiderwald-Antiklinale an die Halleiner Hallstätter Zone grenzt. Südwestlich, im Gebiet des Roßfeldes, taucht diese Mulde ab. Sie wird hier von mächtigen unterkretazischen Abfolgen erfüllt. Östlich der Salzach befindet sich das Tauglboden-Becken mit seinem West-Ost-Streichen. Es verläuft somit parallel zur südlich gelegenen Lammerzone und wird von ihm durch die sog. „Trattberg-Schwelle" (STEIGER, 1981), einer gekippten Dachsteinkalk-Blockscholle, getrennt (VECSEI, 1986). Der Tauglboden liegt im Muldenkern, in welchem die Jurasedimente mit fast 800 Metern ihre größte Mächtigkeit erreichen. Der Südrand des Tauglbodenbeckens ist durch geringere Mächtigkeiten, Schichtlücken, Gleitschollen und Resedimente, z. B. im Bereich des Trattberges, gekennzeichnet (SCHLAGER & SCHLAGER, 1973, SCHÄFFER & STEIGER, 1986).



G = Gartenau Sch = Schmittenstein R = Regenspitze
K = Kaltenhausen S = Schrambach T = Trattberg MS = Marktschellenberg

Abb. 1: Geologische Übersicht und Lage des Untersuchungsgebietes.

2.2 FAZIES UND PALÄOGEOGRAPHIE DER MESOZOISCHEN SEDIMENTE IM OSTERHORN-TIROLIKUM

2.2.1 Trias

Die triadischen Gesteine der Osterhorngruppe sind durch drei Hauptfaziesbereiche charakterisiert: (1) die Hauptdolomit-Fazies, (2) die Dachsteinkalk-Fazies und (3) die Hallstätter-Fazies mit dem Haselgebirge (Abb. 2).

Der Hauptdolomit liegt mit Mächtigkeiten von bis zu 600 Metern als Wechsellagerung von dickgebankten Kalken und Dolomiten mit dünnbankigen Stromatolithen vor. Die Gesteine werden als Ablagerungen einer sehr flachen, von den Gezeiten geprägten rückwärtigen Plattform gedeutet (Zankl, 1967). Die Hauptdolomitfazies nimmt den nördlichen Teil des Osterhorn-Tirolikums ein.

Im Süden ist die Dachsteinkalk-Fazies verbreitet. Sie ist in Form der Lofer-Zyklen ausgebildet, einer mehr oder weniger regelmäßigen Abfolge von subtidalen Bankkalken, intertidalen Stromatolithen den „Loferiten“ und Aufarbeitungslagen (Fischer, 1964). Sie werden als Ablagerungen eines ständigen Wechsels von Regressionen und Transgressionen in einer weit ausgedehnten Plattform-Lagune interpretiert.

Die Hauptbildungsphase von Hauptdolomit und gebanktem Dachsteinkalk liegt im Nor. Im Rhät erfolgt durch Kippung der norischen Plattform nach Norden eine Faziesänderung über dem Hauptdolomit. Dunkle mikritische Kössener-Schichten mit kleinen Riffen repräsentieren eine zunehmend subtidale Entwicklung. Die Drehachse der Schollenkippung liegt im Tauglboden, dort wo die größten Mächtigkeiten der jurassischen Ablagerungen entstehen.

Die Hallstätter Fazies kommt in der Umrandung und über dem permotriadischen Salzstock von Hallein-Berchtesgaden

vor (Pichler, 1963). Sie besteht aus geringermächtigen anisischen, karnischen und norischen Zill- und Hallstätterkalken, die als Ablagerungen einer durch Salzaufstieg, bzw. größere Wassertiefen bedingten Mangelsedimentaiton gedeutet werden.

HALLEIN-BERCHTESGADENER HALLSTATTER ZONE		DACHSTEINKALK-FAZIES RAUM BERCHTESGADEN
ROSSFELD-SCHICHTEN	KREIDE	
NEOKOM-APTYCHENSCHICHTEN = SCHRAMBACH-SCHICHTEN – 100 m	KREIDE	
APTYCHEN-SCHICHTEN + BARMSTEINKALKE – 200 m	MALM	PLASSENKALK
ZLAMBACH SCHICHTEN	RHAT	DACHSTEINKALK – 1000 m
BUNTE HALLSTATTER KALKE (600 – 800 m)	NOR	
DRAXLEHNER KALK	KARN	OBERER RAMSAUDOLOMIT – 400 m RAIBLER SCHICHTEN – 20 m
LERCHKOGEL-KALK	LADIN	UNTERER RAMSAUDOLOMIT – 500 m
ZILL-KALK	ANIS	
HALLSTATTER DOLOMIT	ANIS	
HASELGEBIRGE	SKYTH	

HAUPTDOLOMIT-FAZIES		SÜDLICHE DACHSTEINKALK-FAZIES
APTYCHENSCHICHTEN	MALM	APTYCHENSCHICHTEN + BARMSTEINKALKE – 600 m
TAUGLBODENSCHICHTEN	MALM	
RADIOLARIT	DOGGER	
KLAUSKALK	DOGGER	
ADNETER KALK / HORNSTEINKNOLLENKALK	LIAS	BASISSCHICHTEN
OBERRHAT RIFFKALK – 200 m / KÖSSENER SCHICHTEN 250 m	RHAT	DACHSTEINKALK – 1000 m
PLATTENKALK – 400 m		

Abb. 2: Die Faziesverhältnisse im Osterhorn-Tirolikum (aus Steiger, 1981).

2.2.2 Jura und Kreide

Die Faziesentwicklung des Juras steht im Lias weiterhin unter dem Einfluß der Schollenkippung. Während im Norden kieselige Beckenablagerungen, die „Lichten Liaskalke" und „Adneter Knollenkalke" auf den ehemaligen Rhätriffen entstehen, sind im Südabschnitt der Osterhorngruppe Schichtlücken und Brekzienhorizonte vorhanden, die Emersion und Resedimentation der aufsteigenden Dachsteinkalk-Plattform widerspiegeln.

Im Dogger ändern sich die Lithologien grundlegend. Kieselablagerungen nehmen ein weites Areal im Nordteil des Osterhorn-Tirolikums ein (Diersche, 1980). Das ehemalige Relief des Lias mit Becken und Tiefschwellen wird in dieser Zeit durch die Sedimentation des „Radiolarits", grüner, grauer, roter und schwarzer Kieselkalke und -schiefer plombiert. Im Süden dauert die Mangelsedimentation auf der ehemaligen Dachsteinkalk-Blockscholle an, wobei Erosion auf diesem Hochgebiet durch Schichtlücken dokumentiert wird. Von hier aus gelangen auch Rutschungen und Schuttströme in das Tauglboden-Becken. Sie erhöhen die Mächtigkeiten im Beckenzentrum zusätzlich.

Der Malm ist im Oxford zunächst durch die Fortsetzung der Kieselsedimentation im Beckeninneren gekennzeichnet. Mit Beginn des Kimmeridge wechseln die Lithologien und es entstehen Bankkalke und Kalkmergel über das gesamte Gebiet des Osterhorn-Tirolikums hinweg. Es unterscheidet sich dadurch vom nordwestlich angrenzenden Schafberg-Tirolikum, das oberjurassische Flachwasser-Plattformbildungen, die „Plassenkalke" enthält (Plöchinger, 1973). Eine fazielle Verbindung zwischen Schafberg- und Osterhorn-Tirolikum kann wegen der Wolfgangsee-Überschiebung nicht hergestellt werden.

Im Oberjura des Osterhorn-Tirolikums lassen sich drei Faziestypen unterscheiden: (1) die Tauglboden-Schichten, (2) die Aptychen-Schichen und (3) die Barmsteinkalke. Aptychen-Schichten und Barmsteinkalke ergeben eine für den Salzburger Raum charakteristische Abfolge und werden hier als Oberalmer Schichten zusammengefaßt. Die Jura-Kreide-Grenze ist wegen der hohen Sedimentationsraten im Untersuchungsgebiet nicht als scharfer lithologischer Schnitt, sondern als allmählicher, mehrere Meter bis Dekameter umfassender Übergang ausgebildet. Die unterste Kreide besteht im Untersuchungsgebiet aus zwei lithologischen Einheiten: (1) den Schrambach-Schichten und (2) den Roßfeldschichten.

2.2.2.1 Tauglboden-Schichten

Über kalkigen Hartgründen beginnt im Zentrum des Tauglbodenbeckens die Ablagerung von roten und grünen dünnbankigen Kieselkalken, Radiolariten und roten Mergeln. Die Zeit des Einsetzens dieser Sedimentation kann nicht eindeutig festgelegt werden. Die jüngsten Ammonitenfunde aus den darunterliegenden Adneter Knollenkalken datieren mit Toarcium (Wendt, 1971). Somit dürfte der Beginn der Bildung der Kieselsedimente mit Obertoarcium oder Aalenium eingestuft werden. Das Zeitintervall der Radiolaritsedimentation reicht bis in das Oxford, wobei die höheren Anteile verstärkt Einschaltungen von gradierten Brekzien und Schlammströmen zeigen. Diese oberjurassischen Wechsellagerungen von Schuttströmen und autochtonen mikritischen Beckensedimenten werden als „Tauglboden-Schichten" (Schlager & Schlager, 1973) bezeichnet und somit vom „Dogger-Radiolarit" unterschieden.

2.2.2.2 Oberalmer Schichten

In den Oberalmer Schichten wechsellagern dünnbankige, mikritische Kalke mit mächtigen, grobklastischen Kalkschuttströmen. Die feinkörnigen Kalke werden wegen ihrer Führung von Aptychen auch als Aptychen-Schichten bezeichnet. Die Schuttströme sind Fluxoturbidite und Turbidite, die Flachwasser-Plattformmaterial von Westen und Südwesten her in das Osterhorngebiet transportieren (Steiger, 1981). Ihre Bänke sind gradierte Stylobrekzien, die im proximalen Ablagerungsraum, dem Gebiet um den Hallein-Berchtesgadener Salzstock, die Bildung der Aptychenschichten unterdrücken können. Im distalen Bereich sind nur noch

die mächtigsten Schuttströme vorhanden. Sie sind als Barmsteinkalkbänke 0 bis 4 sehr gute lithostratigraphische Leithorizonte innerhalb der dominierenden Aptychen-Schichten (SCHLAGER, 1952). Die Mächtigkeit der Oberalmer Schichten erreicht im Beckenzentrum mehr als 400 Meter, während im Süden weniger als 200 Meter gebildet werden. Die im Mitteljura begonnene Plombierung des Reliefs wird im Oberjura fortgesetzt und reicht ab dem Tithon mit einer kontinuierlichen Schichtfolge auch über die ehemaligen Erosionsgebiete im Trattberg-Gebiet. Gleichzeitig wird auch das gravitative Eingleiten der Halleiner Hallstätter Zone durch lateralen Diapirismus angenommen.

2.2.2.3 Schrambach-Schichten

Im Bereich der Jura-Kreide-Grenze findet ein lithologischer Wechsel statt: Die meist grauen, kalkigen Aptychenschichten gehen allmählich in grünlich-graue, dünnschichtige Mergel, die „Schrambach-Schichten" über. Wegen ihres Vorkommens von Aptychen werden sie auch als „Neokom"-Aptychenschichten bezeichnet. Eine rötliche Variante dieser durchweg mikritischen Ablagerungen sind die Anzenbach-Schichten auf dem Top des Hallein-Berchtesgadener-Salzstocks. Die Schambachschichten sind im Westabschnitt des Osterhorn-Tirolikums aufgeschlossen. Im Gebiet des Tauglbodens sind sie erodiert. Lediglich ganz im Osten sind auf der Postalm sehr sandige Äquivalente überliefert. Die Mächtigkeit der Schrambach-Schichten schwankt zwischen 250 m im Bereich des Roßfeldes und etwa 60 Metern in der Schneiderwald-Antiklinale (PLÖCHINGER, 1977). Ihr Alter ist Berrias bis Untervalangin. In diese Zeit fällt auch der Transport der kleinen Hallstätter Schollen von Golling und Kuchl im Gebiet des Roßfeldes und im Hallstätter Kanal der Lammerzone (PLÖCHINGER, 1984).

2.2.2.4 Roßfeld-Schichten

Über den Schrambach-Schichten folgen im Valangin mit dem Einsetzen siliziklastischer Schüttungen die „Roßfeld-Schichten". Im unteren Teil dieser lithologischen Einheit erscheinen dünnschichtige Feinsandsteine und kalkige Grobkonglomerate mit aufgearbeitetem Flachwasser-Plattformmaterial oberjurassischen Alters. Nach oben hin werden die Sandsteine gröber und mächtiger und liegen dann als meterdicke Bänke vor, die mit sehr geringmächtigen Mergeln wechsellagern. Im Gebiet des Roßfeldes enthalten die Sandsteinabfolgen Zyklen von Turbiditen und Gleitschollen (FAUPL & TOLLMANN, 1979). Als Ablagerungsraum dieser Sedimente wird eine west-ost-gerichtete Tiefseerinne angenommen, deren Verlauf dem des heutigen Salzachtales entspricht (DECKER, FAUPL & MULLER, 1987).

Stufen		Lithologie	Biostratigraphie: Ammoniten	Biostratigraphie: Mikrofauna
Kreide	Valangin	Schrambach-Schichten	*Neocomites occitanicus* (P.) *Kilianella pexiptycha* (P.) *Neolissoceras salinarium* (U.) *Berriasella privasensis* (P.)	*Calpionellites* *Calpionella* *Crassicollaria* *Lenticulina-Spirillina-*Zone
	Berrias			
Malm	Tithon	B		
	Kimmeridge	Oberalmer-Schichten		*Saccocoma*
	Oxford	Tauglboden-Schichten		
Dogger		Radiolarit		

Abb. 3: Litho- und Biostratigraphie am Jura-Kreide-Übergang im Osterhorn-Tirolikum (nach PLÖCHINGER, 1973, SCHLAGER & SCHLAGER, 1973, STEIGER, 1981, PICHLER, 1963, WEIDICH & KAISER-WEIDICH, 1987, WEIDICH 1988).

2.3 BIOSTRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER SEDIMENTE VON OBERJURA UND UNTERKREIDE IM OSTERHORN-TIROLIKUM

Die kieseligen und kalkigen Ablagerungen des Osterhorn-Tirolikums sind aufgrund des Mangels an Leitfossilien schwer und nur in größeren Zeiteinheiten datierbar. Grundsätzlich dienen hier die Coenozonen-Gliederungen des Tieferwassers der Einstufung, welche im Zeitbereich des Oxford bis Mitteltithon nur grobe Intervalle datiert und im Obertithon und dem Berrias mit Hilfe der Calpionellen eine Feingliederung ermöglicht. Ab dem Berrias können auch Ammoniten zur zeitlichen Einstufung der Abfolgen herangezogen werden.

Die Radiolarite des Doggers und des beginnenden Malm gehören der „Radiolarien-Coenozone" (Diersche, 1980) an. Diese Sedimente sind wegen des Mangels an ammonitenführenden kalkigen Äquivalenten und der noch nicht etablierten Radiolarien-Gliederung biostratigraphisch bislang kaum enger einstufbar.

Die untere Abteilung der kalkigen Abfolge über dem Dogger-Untermalm-Intervall zeigt ein massenhaftes Auftreten von Saccocoma in den Profilen des Tauglboden-Beckens. Demnach gehört sie in die „Saccocoma-Coenozone", deren Alter etwa Kimmeridge bis Untertithon umfaßt.

Ab dem mittleren Obertithon setzt die „Calpionellen-Coenozone" ein. Mit Hilfe der Calpionellen lassen sich im Osterhorn-Tirolikum Obertithon und Berrias gliedern, wobei eine geringmächtige Zone A, eine mächtige Zone B und die Zonen C und D vorhanden sind (siehe Abb. 3).

Das Berrias und Untervalangin wird im Gebiet von Marktschellenberg mit Ammoniten bestätigt (Pichler, 1963).

2.4 PALÄOBATHYMETRISCHES MODELL FÜR DAS OSTERHORN-TIROLIKUM IM ZEITABSCHNITT OBERJURA-UNTERKREIDE

Die Vorstellungen von den Wassertiefen im Osterhorn-Tirolikum in jurassisch-unterkretazischer Zeit gründen sich auf Kriterien aus der Analyse

(1) des tektonischen Untergrundes und des in vorjurassischer Zeit angelegten Paläoreliefs,

(2) der Halokinese des Salzstocks von Hallein-Berchtesgaden,

(3) der Distalitäts- und Proximalitätsindizes der Barmsteinkalke.

a) Tiefmarine Profile: Die Profile Schmittenstein und Regenspitze sind im tiefmarinen Bereich im Zentrum des Tauglbodenbeckens angesiedelt. Für ihre Tiefenlage spricht:

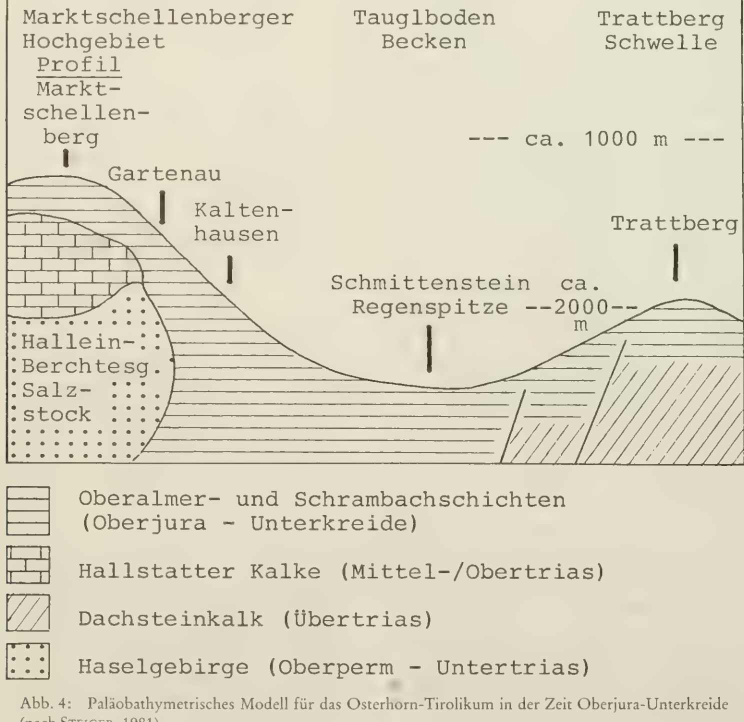


Abb. 4: Paläobathymetrisches Modell für das Osterhorn-Tirolikum in der Zeit Oberjura-Unterkreide (nach Steiger, 1981).

1. Die Maximalmächtigkeiten der Barmsteinkalk-Bänke B1 mit 40 Metern und B2 mit 18 Metern.
2. Die gutausgeprägte Komponentensaigerung innerhalb der B1-Bank und der Mikritreichtum der B2-Bank.
3. Die hohe Mächtigkeit des feinkörnigen Normalsediments.
4. Die Anwesenheit von Radiolarit.

Die absoluten Wassertiefen können nur aus dem Paläorelief und dem Vergleich distale und proximale Barmsteinkalke hergeleitet werden. Unter der Annahme, daß das Relief sich seit dem Eingleiten der Dachsteinkalkmassive in das Nachfolgebecken der Hallstätter Zone und dem Transport der tirolischen Decken nicht wesentlich geändert hat, dürfte die vertikale Distanz zwischen den oberjurassischen Flachwasserplattformen, von denen ein Relikt auf dem Untersberg ruht, und den benachbarten tiefmarinen Meeresböden etwa 1500 bis 2000 Meter betragen haben (Abb. 4).

b) Tiefschwelle. Das Profil Trattberg repräsentiert die Situation auf dem Top der nach Norden gekippten aus obertriadischem Hauptdolomit und gebanktem Dachsteinkalk bestehenden Blockscholle. Die Schichtmächtigkeiten sind an dieser Stelle allgemein reduziert und weisen große Schichtlücken auf. Die Struktur wird als „Trattberg-Schwelle" bezeichnet. Sie trennt das Sedimentationsgebiet der Osterhorngruppe in einen Nordtrog, das Tauglbodenbecken, und einen Südtrog, die Lammer-Zone. Der Reliefunterschied zwischen dem Trattberg und den nördlich davon gelegenen Profilen des Schmittensteins und der Regenspitze beträgt, bezogen auf das Niveau der Barmsteinkalkbank B1, ca. 100 bis 200 Meter. Über der B1-Bank dürfte die Reliefenergie unter Berücksichtigung der zunehmenden Plombierung der Trattbergschwelle im Laufe des Oberjura und der Unterkreide geringer gewesen sein.

c) Salzstock Hallein-Berchtesgaden. Der Aufstieg des Haselgebirges im Gebiet von Berchtesgaden, Hallein und der Schneiderwaldantiklinale hat der Subsidenz im Tauglbodenbecken relativ entgegengewirkt. Die regionalgeologische Situation zeigt einen zum Tauglbodenbecken hin stark aufgedomten Diapir, der von oberjurassischen Schichten überdeckt ist. Die Schichtfolge beginnt hier mit obertithonischen Oberalmer Schichten, die an mehreren Schüttungszyklen von Barmsteinkalken erkennen lassen, daß das Haselgebirge vor dem Obertithon am Meeresboden anstand oder zumindest im Erosionsbereich der Schuttströme gelegen hat. Das rekonstruierte Paläorelief, bezogen auf Untersberg und Hohen Göll, beträgt etwa 1000 Meter und stellt somit die geringste Tiefe des Sedimentationsraumes der Oberalmer Schichten und Schrambachschichten dar. Unterstützt wird diese Vorstellung durch die körperliche Erhaltung von Ammoniten in den Schrambachschichten auf dem Diapir, die eine gewisse kurze Stabilität der Gehäuse bis zur Steinkernbildung vermuten lassen.

d) Osthang des Diapirs. Durch die Halokinese resultiert eine Steilstellung und teilweise Überkippung der Ostflanke des Salzstocks und der überlagernden Triasgesteine der Halleiner Hallstätter Zone. Als Zeichen der starken Hangneigung enthalten die Jurasedimente der Profile Gartenau und Kaltenhausen proximale Barmsteinkalke und Slump-Strukturen. Für Turbidite wirkt diese strömungsabgewandte Seite des Diapirs als Sandfang für detritische Partikel. Die Wassertiefen werden hier zwischen dem Niveau von Marktschellenberg und dem des Trattberges angenommen. Gartenau dürfte etwas flacher am oberen Hang und Kaltenhausen etwas tiefer am unteren Hang gelegen haben.

3. DIE RADIOLARIEN-LOKALITÄTEN: PROFILE UND LITHOLOGIE

3.1 DAS TAUGLBODENBECKEN WESTLICH DER SALZACH

Die Profile westlich der Salzach liegen in der Umrandung der Halleiner Hallstätter Zone. Im Norden umfaßt das Profil Gartenau einen Teil der oberjurassisch-kretazischen Schichtfolge über dem Salzstock der Schneiderwald-Antiklinale. Das Profil Kaltenhausen liegt in dem von Barmsteinkalk-Schuttströmen charakterisierten Paläohang der Halleiner Hallstätter Zone zum Tauglboden-Becken hin. Im Südwesten befindet sich das Profil Schrambach, die Typuslokalität der Schrambachschichten. Das Profil Marktschellenberg gibt die Verhältnisse der Überdeckung am Westrand der Halleiner Hallstätter Zone wieder. Die Schichtfolgen können mit Calpionellen- bzw. mit Foraminiferen-Daten geeicht werden (Kaiser-Weidich & Weidich, 1987).

3.1.1 Profil Kaltenhausen

Lage: Bachbett zwischen den Barmsteinen und der Brauerei Kaltenhausen (Abb. 5). Geologische Karten: Geologische Karte des Gebietes zwischen Schellenberg und dem Roßfeld, 1:25000 (Pichler, 1963), geologische Karte der Roßfeldgruppe, des Hohen Göll und des Hagengebirges, 1:50000 (Tichy, 1979).

Lithologie: Ca. 160 m heterogene Abfolge Oberalmer Schichten mit dünnbankigen, graugrünen, mikritischen Aptychenschichten und dickbankigen, grauweißen, grobdetritischen Barmsteinkalken. Die turbiditischen Barmsteinkalke treten in ungefähr 80 Einzelereignissen, gruppiert in 5 Sedimentationszyklen, innerhalb der autochtonen Aptychenschichten-Beckensedimentation auf (Steiger, 1981).

Stratigraphie: Die Datierung der Aptychenschichten im Zuge der Komponentenanalyse der Barmsteinkalke mit Hilfe von Calpionellen (Steiger, 1981: 240, 278) ergab, daß der Jura-Kreide-Übergang zwischen den Barmsteinkalk-Zyklen 3 und 4 liegt. In diesem Intervall sind in den Barmsteinkalken auch erstmals Calpionellenkalke aufgearbeitet. Die zeitliche Einstufung der Barmsteinkalke durch die Komponentenanalyse der resedimentierten Flachwasserkomponenten zeigte infolge des Vorkommens von *Pseudocyclammina lituus* Yo-

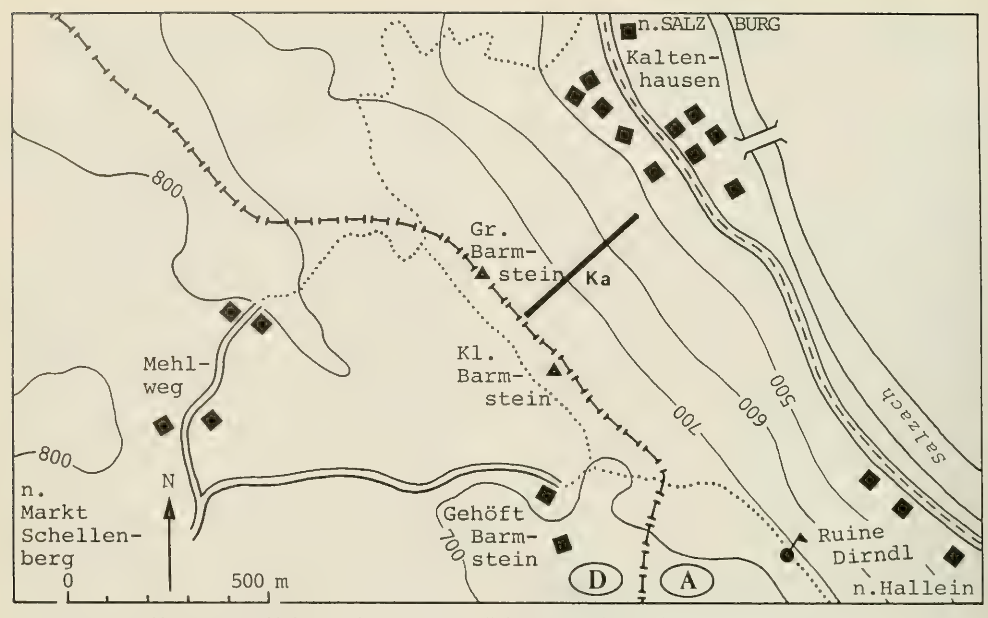


Abb. 5: Geographische Karte der Barmsteine nördlich Hallein mit der Lage des untersuchten Profils Kaltenhausen (Ka).

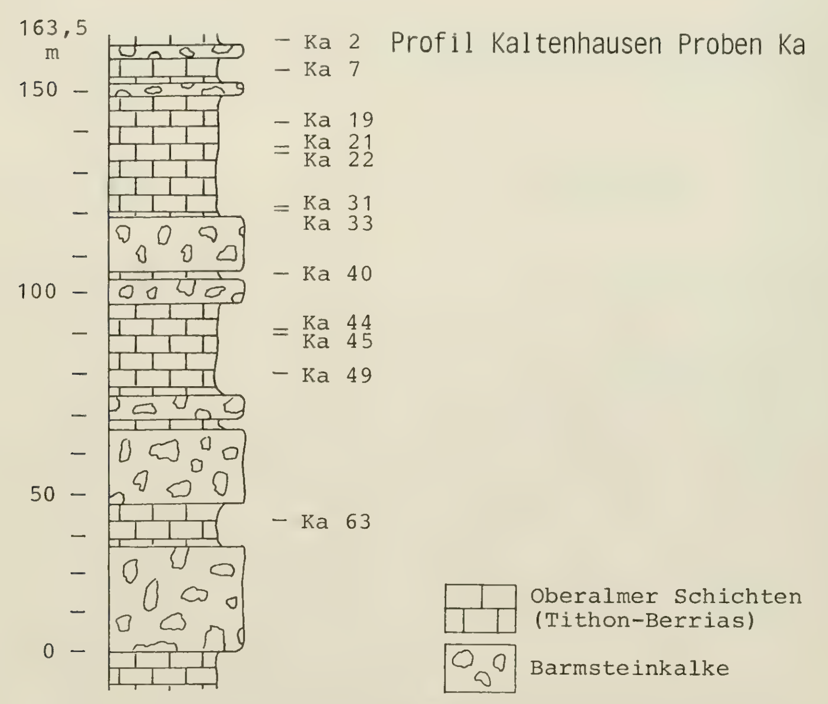


Abb. 6: Die lithologische Abfolge der Oberalmer Schichten im Profil Kaltenhausen zwischen der Brauerei Kaltenhausen und den Barmsteinen, 1 km nördlich Hallein. Verteilung der radiolarienführenden Proben (— —).

KOYAMA, *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), *Clypeina jurassica* FAVRE und *Salpingoporella annulata* CAROZZI ein Schüttungsalter von höchstens Tithon für den unteren Teil der Kaltenhausener Abfolge (Zyklen 1, 2 und 3).

Proben: Von den 56 Proben des Profils enthielten 12 Proben Radiolarien (Abb. 6), die für eine taxonomische Bearbeitung sowie für Datierung und Zonierung der Abfolge geeignet waren.

3.1.2 Profil Gartenau

Lage: Steinbruch des Portlandzementwerkes Gebr. Leube bei Schloß Gartenau (Abb. 7).

Geologische Karte des Gebietes zwischen Schellenberg und dem Roßfeld, 1:25000 (PICHLER, 1963), geologische Karte der Roßfeldgruppe, des Hohen Göll und des Hagengebirges, 1:50000 (TICHY, 1979).

Lithologie: Ca. 110 m eintönige Abfolge von dünnbankigen, grüngrauen, mikritischen Oberalmer Schichten (Aptychenschichten), die nach oben in mergelige Schrambachschichten gleicher Farbe übergehen. Die Serie entwickelt sich über dem basalen Barmsteinkalk des Sedimentationszyklus 4 nach PLÖCHINGER (1976). Am lithologischen Wechsel von Aptychenschichten und Schrambachschichten ist die Lagerung durch zwei Slumping-Ereignisse beeinflußt. Die Jura- und Kreidesedimente sind hier, in der sog. Schneiderwaldantiklinale, durch einen Salzstock domartig aufgewölbt. Barmsteinkalke, vor allem die des Zyklus 1, enthalten sehr viel Haselgebirgston, der beim erosiven Transport in die Schuttströme eingebunden worden ist („Tonflatschen-Brekzie", PLÖCHINGER 1976).

Stratigraphie: Nach den bisherigen stratigraphischen Untersuchungen lassen sich die Oberalmer Schichten der Schneiderwald-Antiklinale in 4 Sedimentationszyklen gliedern (PLÖCHINGER, 1976). Biostratigraphisch konnte die Jura-Kreide-Grenze durch Calpionellen gefaßt werden (HOLZER in PLÖCHINGER, 1976). Danach liegt der Jura-Kreide-Übergang innerhalb des Zyklus 4 ca. 2 m oberhalb der liegenden Barmsteinkalkbank.

Proben: Von den 39 Proben des Profils enthielten 13 Proben Radiolarien (Abb. 8), die für eine taxonomische Bearbeitung sowie für Datierung und Zonierung der Abfolge geeignet waren.

3.1.3 Profil Schrambach

Lage: Profil im Schrambach zwischen Roßfeld und Kuchl (Abb. 9). Geologische Karten: Geologische Karte des Gebietes zwischen Schellenberg und dem Roßfeld, 1:25000 (PICHLER, 1963), geologische Karte der Roßfeldgruppe, des Hohen Göll und des Hagengebirges, 1:50000 (TICHY, 1979).

Lithologie: Ca. 212 m dünnbankige, grüngraue, mikritische Oberalmer Schichten in dünnbankige, grüngraue, mergelige Schrambachschichten übergehend. Das Profil endet am Beginn der dickbankigen, sandigen Roßfeldschichten.

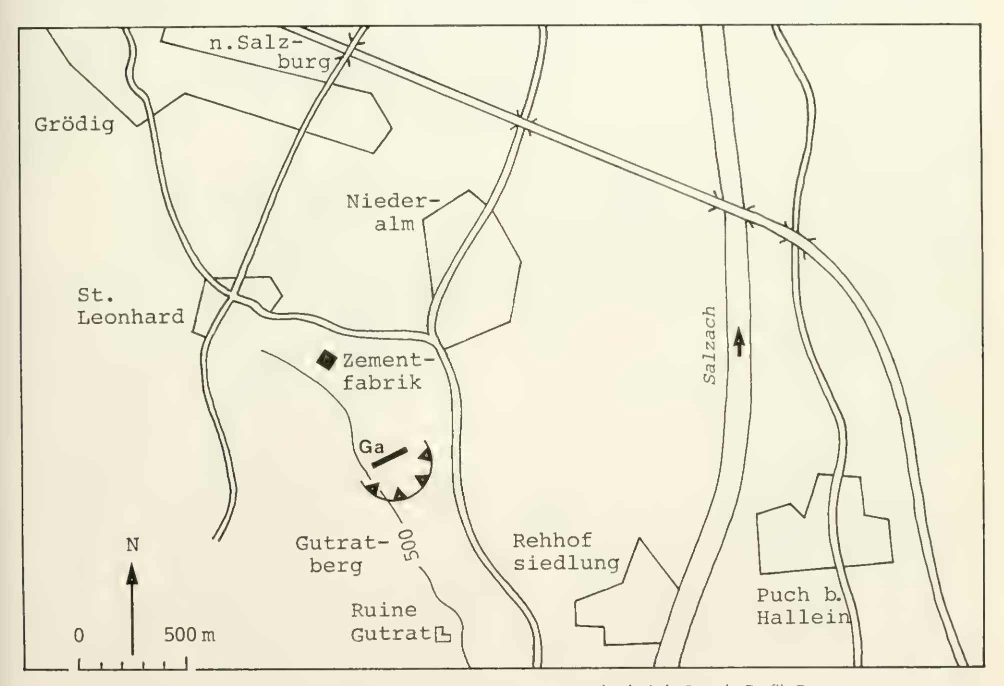


Abb. 7: Geographische Karte des Gebietes von Gartenau/St. Leonhard mit der Lage des Profils Gartenau (Ga) auf dem Gelände des Zementwerkes Gebr. Leube.

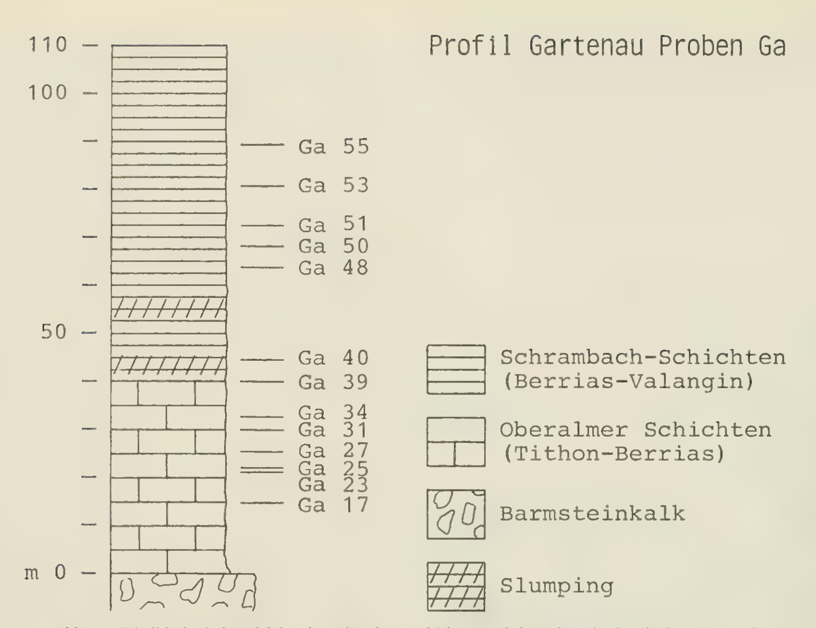


Abb. 8: Die lithologische Abfolge der Oberalmer Schichten und der Schrambach-Schichten im Profil Gartenau (Schneiderwald-Antiklinale, St. Leonhard). Verteilung der radiolarienführenden Proben (— —).

Abb. 9: Geographische Karte des westlichen Roßfeldes mit der Lage des Profils Schrambach (Sb).

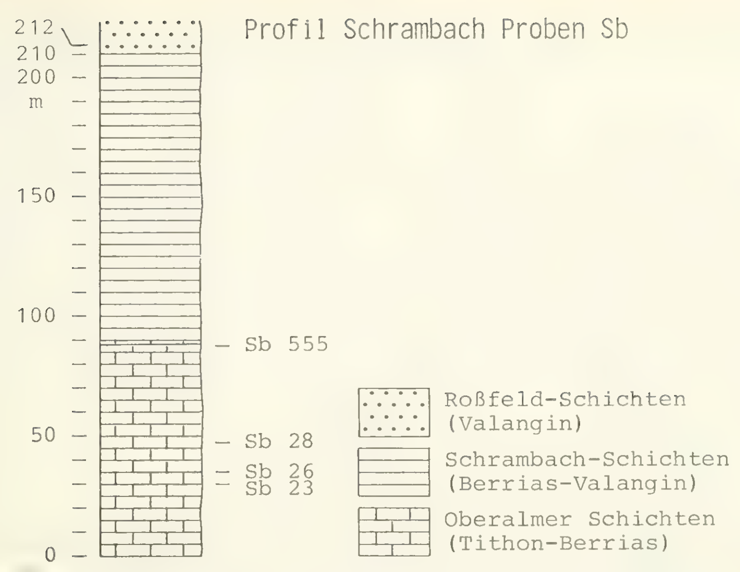


Abb. 10: Lithologische Abfolge der Oberalmer Schichten, Schrambach-Schichten und Roßfeld-Schichten im Schrambach, 1 km nordwestlich Kuchl bei Golling. Verteilung der radiolarienführenden Proben (– –

Stratigraphie: Lithostratigraphische Untergliederung bei L. v. Lilienbach (1830). Bisher keine biostratigraphische Bearbeitung der Typuslokalität der Schrambachschichten.

Proben: Erste Bank-für-Bankaufnahme des Typusprofils der Schrambachschichten. Von den ca. 80 Proben enthielten lediglich 4 Proben Radiolarien, die für eine taxonomische Bearbeitung und für Datierung und Zonierung geeignet waren (Abb. 10).

3.1.4 Profil Marktschellenberg

Lage: Verwachsener alter Steinbruch am südlichen Ortsausgang von Marktschellenberg am rechten Straßenrand (Abb. 11). Geologische Karten: Geologische Karte des Gebietes zwischen Schellenberg und dem Roßfeld, 1:25000 (Pichler, 1963), geologische Karte der Roßfeldgruppe, des Hohen Göll und des Hagengebirges, 1:50000 (Tichy, 1979).

Lithologie: Ca. 30 m Wechsellagerung von dünnbankigen Kalken und geringmächtigen Mergeln. Der untere Teil der Abfolge besteht aus grauen, mikritischen Kalken und dünnen Mergellagen („kalkige" Schrambachschichten), der obere Teil aus grauen, mikritischen und siltigen (feinsandigen) Kalken und mächtigeren teilweise rötlichen Mergeln („mergelige" Schrambachschichten).

Stratigraphie: Die erste lithologische Untergliederung der Abfolge des Steinbruches erfolgte durch Fugger (1907). Die biostratigraphische Auswertung der Aptychen markierte am lithologischen Wechsel zwischen den kalkigen und mergeligen Schrambachschichten die Grenze Berrias/Valangin. Pichler (1963) datierte den oberen Teil des Profil mit Ammoniten als Valangin (Abb. 3).

Proben: Von den 19 Proben des Profils enthielten 3 Proben Radiolarien, die für eine taxonomische Bearbeitung sowie für Zonierung und Datierung geeignet waren (Abb. 12).

3.2 DAS TAUGLBODENBECKEN ÖSTLICH DER SALZACH

Die Profile östlich der Salzach liegen in der Ostumrandung des Tauglbodenbeckens. Die Oberalmer Schichten erreichen hier je nach Bau des Untergrundes (Dachsteinkalk und Hauptdolomit) zwischen 150 und 800 m Mächtigkeit. Die Profile Schmittenstein und Regenspitze befinden sich nahe des Beckenzentrums. Die Lokalität Trattberg liegt auf der sog. Trattberg-Schwelle mit reduzierter Malm-Schichtfolge (vgl. auch Schlager & Schlager, 1973).

3.2.1 Profil Schmittenstein

Lage: Bachbett des Davidsgrabens und Gratweg auf der Schmittenstein-Ostflanke (Abb. 13). Geologische Karte 1:25000 (Schlager, 1958).

Lithologie: Im Davidsgraben ist der Übergang von rotem Radiolarit in die Oberalmer Schichten aufgeschlossen. Die Oberalmer Schichten sind dünnbankige, grüngraue, mikritische Kalke mit wenigen Mergelzwischenlagen. Auf dem Gratweg zum Schmittenstein stehen basal dünnbankige, graue, mikritische Kalke an. Ins Hangende schalten sich zunehmend Barmsteinkalkbänke in die Schichtfolge ein (B0-Bänke). Das Profil endet an der Basis der hier etwa 40 m mächtigen Barmsteinkalkbank B1. Die Profilmächtigkeit beträgt insgesamt ca. 180 m.

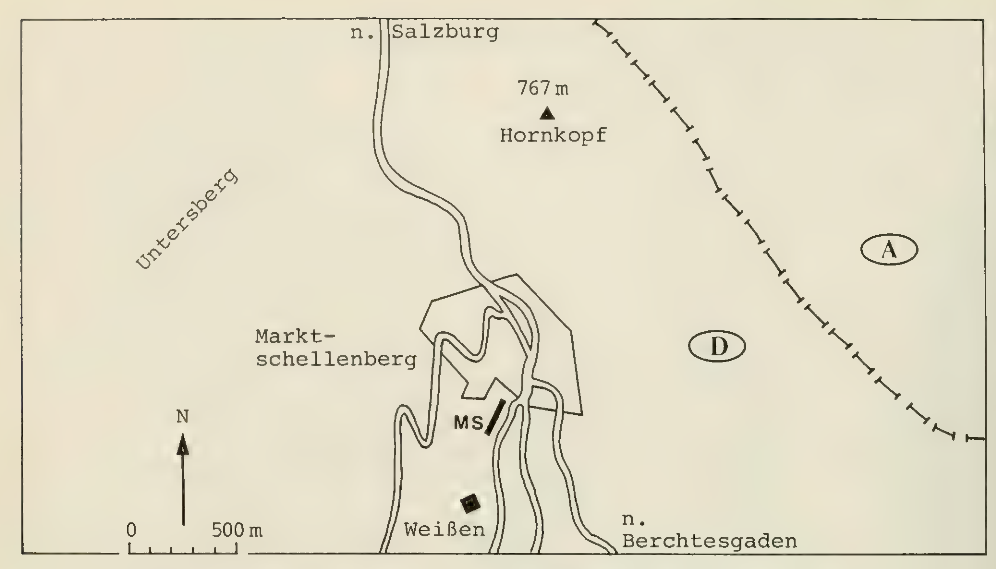


Abb. 11: Geographische Karte der Umgebung von Marktschellenberg mit der Lage des Profils Marktschellenberg (MS).

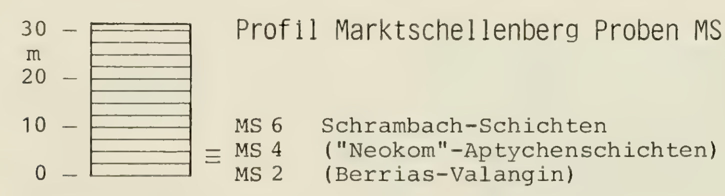


Abb. 12: Lithologische Abfolge der Schrambach-Schichten im alten Zementsteinbruch am südlichen Ortsausgang von Marktschellenberg. Verteilung der radiolarienführenden Proben (——).

Stratigraphie: Aufgrund des bisherigen Fehlens von Calpionellenfunden gibt es bisher keine biostratigraphische Bearbeitung der Schmittenstein-Schichtfolge. Nach Aptychen-Bestimmungen durch Schlager (1952) werden die Oberalmer Schichten unter der B 1-Bank allgemein in den Oberjura gestellt.

Proben: Von den 11 Proben des Profils enthielten 4 Proben Radiolarien, die für eine taxonomische Bearbeitung sowie für Datierung und Zonierung geeignet waren (Abb. 14).

3.2.2 Profil Regenspitze

Lage: Gratweg von der Feichtensteinalm nach Südwesten zur Regenspitze (Abb. 15). Geologische Karte 1:25 000 (Plöchinger, 1973).

Lithologie: Profilbeginn am Übergang von rotem Radiolarit in dünngebankte, graue, mikritische Oberalmer Schichten. Die Folge der Oberalmer Schichten reicht ohne auffallende lithologische Veränderung bis zum Gipfel der Regenspitze. Das Profilende liegt knapp unterhalb der Barmsteinkalkbank B 1.

Stratigraphie: Bisher keine biostratigraphische Bearbeitung des Profils.

Proben: Von den 46 Proben des Profils enthielten 2 Proben Radiolarien, die für eine taxonomische Bearbeitung sowie für Datierung und Zonierung geeignet sind (Abb. 16).

3.2.3 Profile Trattberg

Lage: Das Gebiet des Trattberges liegt am Südrand des Tauglbodenbeckens (Abb. 17). Geologische Karte 1:25 000 (Schlager, 1952).

a) Profil F: Trattbergstraße an der Fagerwand. Höhe 1200 m.
b) Profil G und TDa: Trattbergstraße in Höhe Gitschenwand-Fuß. Höhe ca. 1310 m.
c) Profil TJ: Trattbergstraße, vorletzte Gerade unterhalb Enzianhütte. Höhe 1400 m.
d) Profil TE: Straße zwischen Enzianhütte und Hintertrattbergalm. Profil von Holzhütte bei 1440 m bis Basis Barmsteinkalkbank B 1.

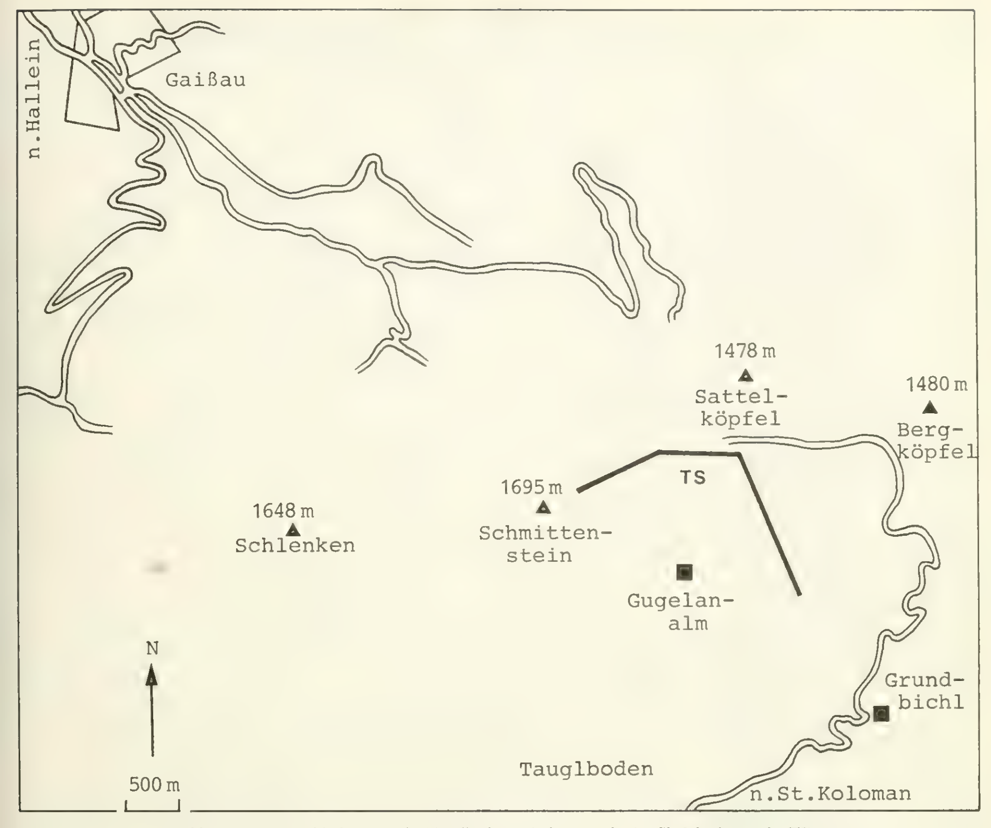


Abb. 13: Geographische Karte des Tauglbodens mit der Lage des Profils Schmittenstein (TS).

e) Profil Tr und TR: Straße zwischen Enzianhütte und Hintertrattbergalm. Profil von Straßenniveau (1470 m) hangaufwärts bis über Barmsteinkalkbank B1 hinaus.

f) Profil H: Südwestkurve der Straße zwischen Enzianhütte und Hintertrattbergalm. Profil bergab in Richtung Hintertrattbergalm.

g) Profil S: Trattberg-Osthang. Profilbeginn bei 1550 m, 50 m oberhalb des Endpunktes von Profil H.

Lithologie:

a) Profil F: Ca. 9 m Profil im Übergang von Liasrotkalken in Oberalmer Schichten in Saccocomenfazies.

b) Profil G und TDa: Ca. 51 m Profil von Oberalmer Schichten in Saccocomenfazies. Die dünnbankigen, grauen, mikritisch-feinarenitischen Oberalmer Schichten überlagern eine polymikte Grobbrekzie, die einer Dachsteinkalk-Rutschmasse auflagert. Zwischen der Dachsteinkalk-Rutschmasse und authochthonem Dachsteinkalk der Gitschenwand ist Liasfleckenkalk zwischengeschaltet.

c) Profil TJ: Ca. 27 m Profil von Oberalmer Schichten in Saccocomenfazies bis Basis Barmsteinkalkbank B1. Die dünnbankigen, grauen, mikritisch-feinarenitischen Oberalmer Schichten überlagern eine Rutschzone und einen Kontakt zwischen Liasrotkalken und Dachsteinkalken in Involutinen-Fazies.

d) Profil TE und Proben Ee 2 und Ee 3: Ca. 110 m Profil in Oberalmer Schichten bis Basis Barmsteinkalkbank B1. Die dünnbankigen, grauen, mikritischen Oberalmer Schichten liegen diskordant über Dachsteinkalken.

e) Profil Tr und TR: Ca. 130 m Profil in Oberalmer Schichten. Profilbeginn knapp oberhalb des Kontaktes zu Dachsteinkalken. In der Folge von dünnbankigen, grauen, mikritischen Kalken liegt die ca. 30 m mächtige Barmsteinkalkbank B1.

f) Profil H: Ca. 90 m Profil in dünnbankigen, grüngrauen, mikritischen Oberalmer Schichten zwischen den Barmsteinkalkbänken B1 und B2.

g) Profil S: Ca. 35 m Profil in dünnbankigen, grauen, mikritischen Oberalmer Schichten. Profilbeginn ca. 50 m oberhalb der Barmsteinkalkbank B2.

Stratigraphie:

Lithostratigraphisch wurden die Oberalmer Schichten des Trattberges von Schlager (1952) mit Hilfe der Barmsteinkalkbänke untergliedert. Biostratigraphisch gab es bislang keine Untersuchungen.

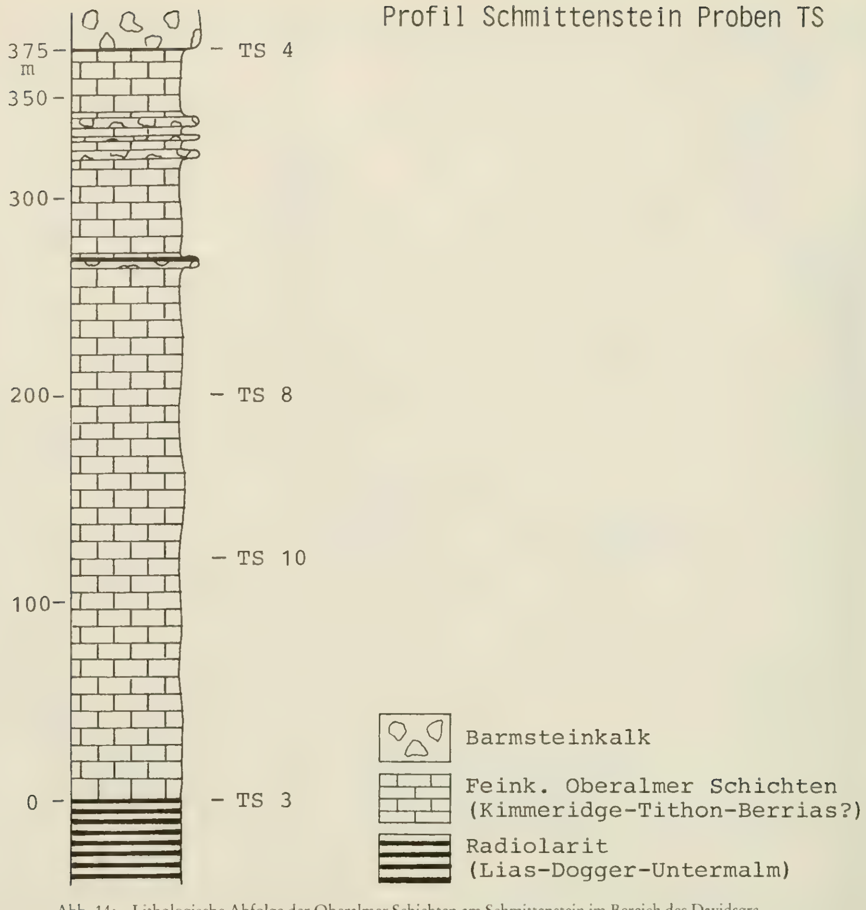


Abb. 14: Lithologische Abfolge der Oberalmer Schichten am Schmittenstein im Bereich des Davidsgrabens und des Schmittenstein-Osthanges. Verteilung der radiolarienführenden Proben (– –).

Proben:

Von den ca. 180 im Bereich des Trattberges aufgesammelten Proben enthielten 25 Proben Radiolarien, die für eine taxonomische Bearbeitung sowie für Datierung und Zonierung verwendet werden konnten (Abb. 18–20).

4. METHODIK

4.1 GELÄNDEMETHODEN

Die Entnahme der Radiolarienproben geschah in der Regel nach einer eingehenden lithologischen Aufnahme der Profile. Einige Profile wurden Bank-für-Bank aufgenommen, so die Profile Schrambach, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg, Regenspitze, Trattberg Tr, Trattberg F und Trattberg G. Die Entnahmestellen der anderen Profile wurden nach Höhenmetern innerhalb der Abfolgen festgelegt.

Die Proben sind nach der günstigsten lithologischen Beschaffenheit ausgewählt worden. In den Mikriten sind solche Proben am höffigsten, die gröbere Einschaltungen (von Radiolarien-Korngröße) enthalten. In Slumping-Erscheinungen sind diese Bedingungen am ehesten gegeben. Außerdem sind Proben aus der Umrandung von Kieselknollen geeignet. Die direkte Suche durch Probeätzung mit schwacher Salzsäure, aber besonders die Beobachtung mit einer 20fachen Lupe haben sich als unersetzliche Geländemethoden erwiesen.

Hinter-see
Unterzagl
249 m
Feichtenstein
1621 m
Königsberger Horn
Feichten-stein-alm
1480 m
Bergköpfel
R
Gruberalm
N
1675 m
Regenspitz
1603 m
Holzeck
0
500 m
1710 m
Gruberhorn
1735 m
Gennerhorn

Abb. 15: Geographische Karte des Gebietes südlich Hintersee mit der Lage des Profils Regenspitze (R).

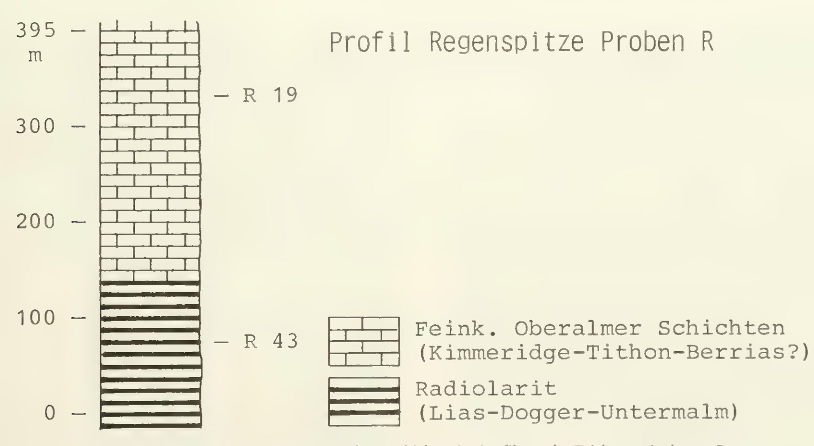


Abb. 16: Lithologische Abfolge der Oberalmer Schichten im Profil von der Feichtensteinalm zur Regenspitze. Verteilung der radiolarienführenden Proben (— —).

4.2 LABORMETHODEN

Der Radiolarien-Gehalt einer Probe aus den Kalken der Oberalmer Schichten oder der Schrambach-Schichten läßt sich im Labor leicht erkennen. Bereits nach eintägiger Ätzung mit technischer Salzsäure (ca. 10 %), anschließender Siebung (1 mm und 0,010 mm Maschenweite) und Trocknung enthalten gute Proben so viele Radiolarien mit der nötigen Variabilität (filigrane Radiolarien als Anzeiger für diagenetisch wenig beeinflußtes Material), daß weitere Behandlungen nicht notwendig sind.

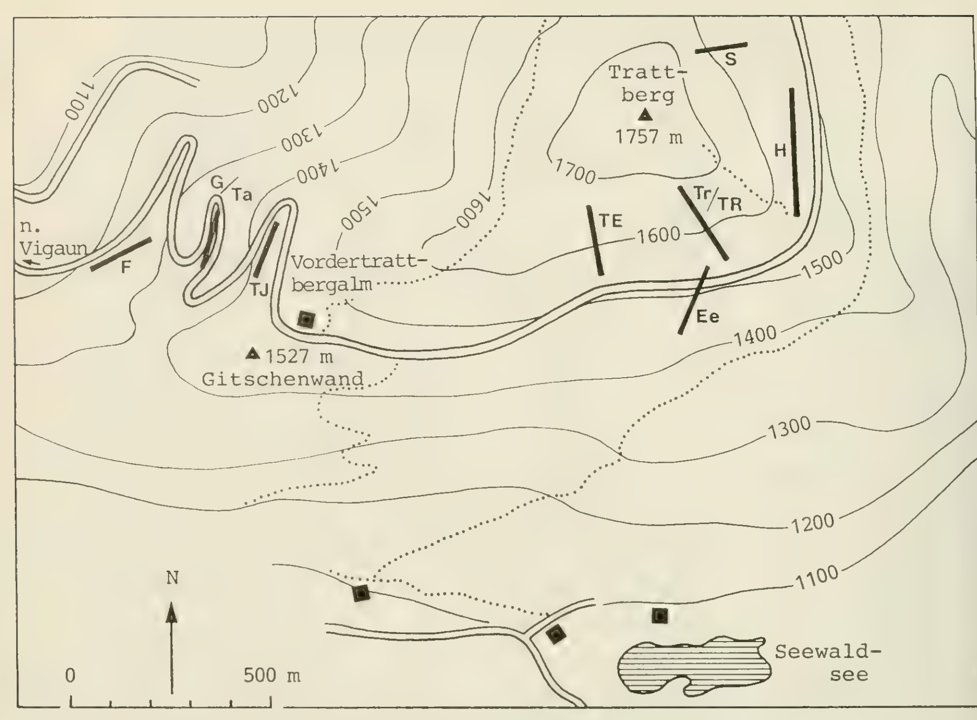


Abb. 17: Geographische Karte des Trattberges mit der Lage der Profile F, G/Ta, TJ, Ee, TE, Tr/TR, H, S.

Die getrockneten radiolarienführenden Proben werden zur Vorbereitung des Auslesens in zwei Fraktionen geteilt: Grobfraktion = unter 0,25 mm und Feinfraktion = unter 0,1 mm. Grob- und Feinfraktion werden in getrennten (Film-)Dosen aufbewahrt. Ausgelesenes Material wird ebenfalls in eigens dafür vorgesehene, nach Fraktionen getrennte Dosen gefüllt.

Das Auslesen erfolgt mit bidestilliertem Wasser und einem Marderhaarpinsel, da die zerbrechlichen Skelette die Behandlung mit einer Auslesenadel nicht vertragen. Nach pauschalem Auslesen der Proben in Sammelzellen (geordnet mit Großbuchstaben A, B, C etc.) werden die Faunen nach Formengruppen auseinandergezogen. Für jede Formengruppe einer Fauna werden speziell dafür vorgesehene Zellen bereitgestellt. Diese Zellen sind mit gelatinebeschichtetem Fotopapier ausgelegt. Die Radiolarien werden mit Wasser in 5 Reihen zu 5 Stück aufgeklebt. Die Formengruppen-Zellen werden durchnumeriert (1, 2, 3 etc.).

Für die datentechnische Erfassung hat sich die konstante Verwendung von 25 Radiolarien pro Zelle gut bewährt, da die quadratische Anordnung der jeweils 5 Radiolarien in jeder Richtung sehr übersichtlich ist und das 25 Radiolariennamen-Grundschema als Baustein immer wieder eingeladen werden kann. Jede Radiolarie erhält eine Nummer. Ihre Bestimmung ist auf Diskette gespeichert.

Für die Rasterelektronenmikroskopie können die dafür vorgesehenen Radiolarien mit Wasser vom Fotopapier der Formengruppen-Zellen entfernt werden und auf die REM-Teller gelegt werden. Es empfiehlt sich vor der Entnahme der Stücke die Formengruppen-Zellen zu fotografieren und die für die REM-Untersuchung bestimmten Exemplare zu markieren. Die Fixierung der Radiolarien auf den Probentellern geschieht entweder auf einer dünnen Schicht PVC, das vorher in Methylalkohol gelöst wurde (Methode Baumgartner, pers. comm.), oder auf einer dünnen Schicht C-Fix (Firma Bio-Rad, München). Während PVC nicht leitend ist, wird die Gefahr des Aufladens bei der Verwendung des leitfähigen C-Fix abgeschwächt. Doppelklebestreifen reißen während der Bedampfung und sind deshalb für die Rasterelektronenmikroskopie ungeeignet.

Für die Bestimmung ist eigens ein etwa 2000 Karteikarten umfassender Fossilkatalog angelegt worden, in dem in alphabetischer Reihenfolge Gattungen und Arten des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches mit Synonymielisten, Fotografien und Hinweisen auf Emendierungen geordnet sind.

Das Belegmaterial zu dieser Arbeit ist in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München (BSP Prot. Nr.) hinterlegt.

Profil Trattberg Proben TR, Tr und TE, Te

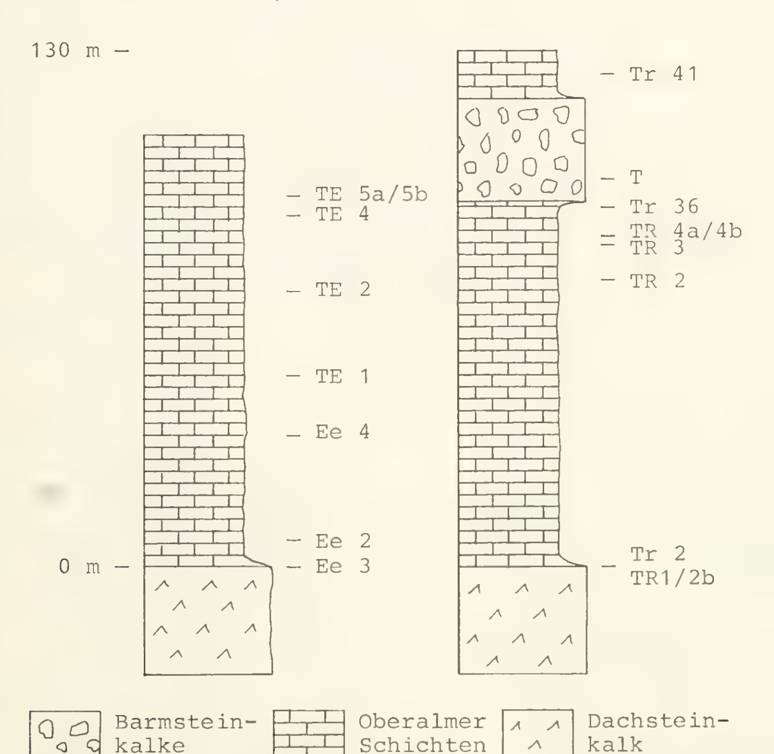


Abb. 18: Lithologische Abfolge der Profile am Westhang des Trattberges. Verteilung der radiolarienführenden Proben (– –).

5. DIE RADIOLARIEN DES OBERJURAS UND DER UNTERKREIDE IM OSTERHORN-TIROLIKUM

5.1 GESAMTLISTE

Unterklasse Radiolaria Müller 1858

Ordnung: Polycystina Ehrenberg 1838

Unterordnung: Spumellaria Ehrenberg 1875

Familie: Pantanelliidae Pessagno 1977 — Seite

Familie: Actinommidae Haeckel 1862

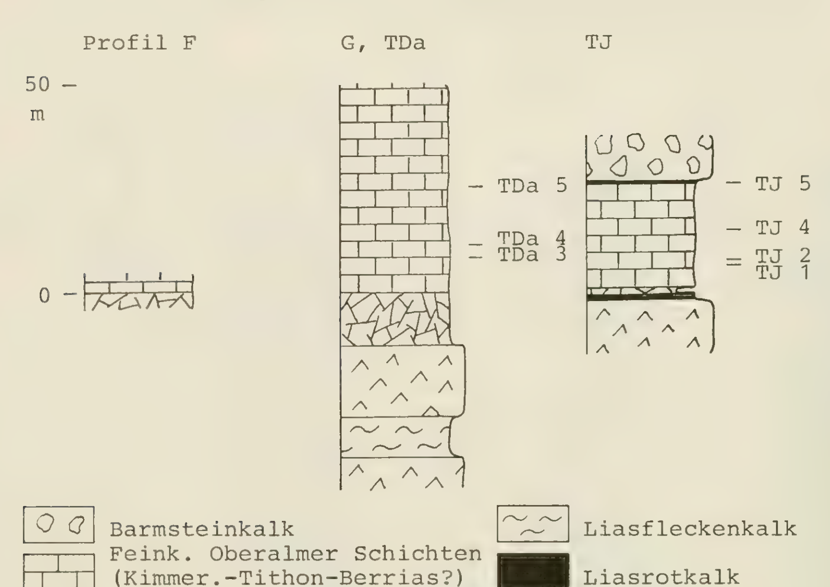


Abb. 19: Lithologische Abfolge der Profile in der Gipfelregion des Trattberges. Verteilung der radiolarienführenden Proben (– –).

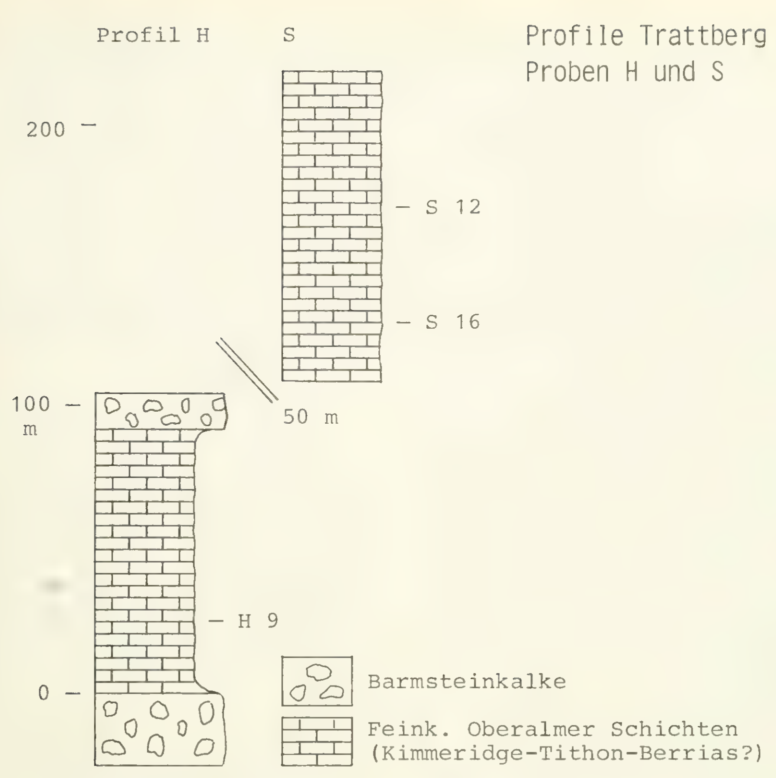


Abb. 20: Lithologische Abfolge der Profile am Osthang des Trattberges. Verteilung der radiolarienführenden Proben (— —).

Nassellaria incertae sedis

5.2 EINZELBESCHREIBUNGEN

Stamm: Sarcomastigophora
Unterstamm: Sarcodina
Klasse: Actinopoda

Unterklasse: Radiolaria Müller 1858

Ordnung: Polycystida Ehrenberg 1838
Unterordnung: Spumellariina Ehrenberg 1875

Familie: Pantanelliidae Pessagno 1977b
emend. Pessagno and Blome 1980

Unterfamilie: Pantanelliinae Pessagno 1977b

Gattung: *Pantanellium* Pessagno 1977a emend.

Typus-Art: *Pantanellium riedeli* Pessagno 1977a.

Emendierte Beschreibung: Die Definition von Pessagno 1977a wird dadurch ergänzt, daß Pantanellium an den Kreuzungspunkten der Porenrahmen unterschiedlich lange Sekundärstacheln unregelmäßiger Anzahl besitzen kann. Der Querschnitt der Sekundärstacheln ist triradiat.

Pantanellium lanceola (Parona)
Taf. 1, Fig. 1, 2

1890 *Stylosphaera lanceola* Parona, S. 150, Taf. 1, Fig. 19 (Oberjura, Cittiglio, Nord-Italien).

1973a *Protoxiphotractus ? fischeri* Pessagno, S. 81, Taf. 9, Fig. 1 (Oberjura, Blake Bahama Basin, Nordatlantik).

1973b *Protoxiphotractus ? fischeri* Pessagno, S. 154, Fig. 1, Fig. 1, 2 (Tithon, California Coast Ranges).

1973 *Sphaerostylus lanceola* (P.)-Gruppe Foreman, S. 258, Taf. 1, Fig. 7–11 (Oberjura-Unterkreide, Nordwest Pacific Basin).

1974 *Sphaerostylus lanceola* (P.) Riedel & Sanfilippo, S. 780, Taf. 1, Fig. 7–11 (Tithon-Valangin, Süd-Indik).

1974 *Sphaerostylus lanceola* (P.) Renz, S. 795, Taf. 9, Fig. 19 (Kreide, Gascoyne Abyssal Plane, Nordost-Indik).

1975 *Sphaerostylus lanceola* (P.)-Gruppe Foreman, S. 609, Taf. 2E, Fig. 4–6 (Valangin/Hauterive-Barreme, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).

1976 *Sphaerostylus lanceola* (P.) Baumgartner & Bernoulli, S. 620, Fig. 10c (Oberjura-Unterkreide, Evvoia, Ostgriechenland).

1977 *Sphaerostylus lanceola* (P.) Muzavor, S. 50, Taf. 1, Fig. 6, 7 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).

1977a *Pantanellium riedeli* Pessagno, S. 78, Taf. 6, Fig. 5–11 (Oberjura, California Coast Ranges).

1977a *Pantanellium fischeri* Pessagno, S. 78, Taf. 6, Fig. 3–4 (Oberjura, California Coast Ranges).

1977b *Pantanellium riedeli* P. Pessagno, S. 33, Taf. 6, Fig. 3–4 (Berrias, California Coast Ranges).

1981 *Sphaerostylus lanceola* P.-Gruppe Kocher, S. 92, Taf. 16, Fig. 16 (Oberjura-Hauterive, Südalpen).

1981 *Sphaerostylus lanceola* P.-Gruppe Schaaf, S. 438, Taf. 7, Fig. 6, Taf. 16, Fig. 5a, b (Barreme-Unterapt, Mid-Pacific Mountains).

1981 *Pantanellium riedeli* P. Steiger, Taf. 14, Fig. 12 (Tithon, Trattberg, Österreich).

1981 *Pantanellium squinaboli* (Tan Sin Hok) Nakaseko & Nishimura, S. 156, Taf. 1, Fig. 1, 10 (Oberjura-Unterkreide, Shimanto Belt, Südwest-Japan).

1981 *Pantanellium lanceola* (Parona (De Wever & Thiebault Taf. 2, Fig. 9 (Oberjura-Unterkreide, Olonos-Pindos, Griechenland).

1984 *Pantanellium lanceola* (Parona) Schaaf, Taf. 14, Fig. H, Fig. 1–6 (mit Synonymie).

Material: Mehr als 100 Exemplare.

Beschreibung: Grobporige Gitterkugel mit zwei polar angeordneten dreiblättrigen Vollstacheln. Die kleine Corticalschale (90–110 Mikron) ist eine Gitterkugel mit penta- und hexagonalen Porenrahmen. Die Poren sind innen elliptisch bis kreisrund. Die Stacheln sind ungleich lang, massiv und dreiblättrig. Der Querschnitt der Stachelenden ist in den meisten Fällen rund. Das Längenverhältnis der Stacheln liegt zwischen 1:1,5 und 1:2. Die Länge der Stacheln schwankt zwischen 90 und 100 Mikron beim längeren Stachel und 50 bis 70 Mikron beim kürzeren Stachel.

Bemerkung: Diagenetische Prozesse, wie Kompaktion und Umlösung können zu starken Veränderungen der Morphologie der Pantanellien führen. Die Anlösung der Porenrahmen verursacht die scheinbare Ausbildung von Sekundärstacheln.

Die Original-Abbildung von Parona (1890) wird von Pessagno 1977a als unbrauchbar angesehen, sie zeigt jedoch entweder ein Durchlichtbild oder ein axiales Schnittbild von *Sphaerostylus lanceola.* Die Proportionen, die unterschiedliche Länge der Primärstacheln und die Anzahl der Poren stimmen zwischen *Pantantellium riedeli* Pessagno und *Sphaerostylus lanceola* Parona überein.

Beziehung: *Pantanellium lanceola* (Parona) kann morphologisch von *P. berriasianum* Baumgartner, das durch Sekundärstacheln gekennzeichnet ist, abgegrenzt werden.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg, Trattberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Pantanellium nodaculeatum n. sp.
Taf. 1, Fig. 3, 4

Material: 8 Exemplare.

Diagnose: Grobporige Gitterkugel mit zwei polar angeordneten triradiaten Vollstacheln. Das Porenmuster der Corticalschale setzt sich aus polygonalen, meist hexagonalen Porenrahmen zusammen. Auf der Kugelhalbseite sind zwischen 13 und 16 Porenrahmen sichtbar. Die Stacheln sind ungleich gebaut: Der eine Stachel ist länger und läuft allmählich spitz zu, der andere ist kürzer und trägt auf den Rippen jeweils einen deutlichen Knoten.

Differentialdiagnose: *Pantanellium nodoaculeatum* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Pantanellium*-Arten durch den Besitz eines kürzeren Stachels mit deutlicher Knotenbildung auf den Rippen. Die Form gleicht von den übrigen Merkmalen *Pantanellium lanceola* (Parona).

Derivatio nominis: Nodus = Knoten, Aculeus = Stachel. Es soll die Beknotung des kürzeren Stachels gekennzeichnet werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen						
Länge Gehäuse	290	230	290	220	240	270	250	260
Breite Gitterkugel	120	105	100	120	96	110	120	140
Länge langer Stachel	70	55	75	53	50	60	66	62
Länge kurzer Stachel	41	50	56	38	38	41	42	50
BSP Prot. Nr.	4990	4991	4992	4993	4994	4995	4996	4997

Stratum typicum: Aptychen-Schichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychen-Schichten der Osterhorn-Gruppe (Tithon-Berrias).

Locus typicus: Profil S an der Straße Vordertrattberg-Alm zur Hintertrattberg-Alm am Osthang des Trattberges (Osterhorn-Gruppe, Salzburg).

Vorkommen: Trattberg, Gartenau.

Pantanellium corriganensis PESSAGNO 1977
Taf. 1, Fig. 5, 6

1977b *Pantanellium corriganensis* PESSAGNO, S. 33, Taf. 3, Fig. 5, 6 (Obervalangin, California Coast Ranges).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Grobporige Gitterkugel mit zwei polar angeordneten triradiaten Primärstacheln. Porenrahmen pentagonal und hexagonal, mitunter annähernd tetragonal.

Beziehung: Unter der Vielzahl von Exemplaren von *Pantanellium lanceola* und *Pantanellium berriasianum* gibt es wenige Formen mit deutlich weniger Poren in der Cortikalschale. Sie entsprechen der Definition von *Pantanellium corriganensis* PESSAGNO 1977b. Im Gegensatz zur Originalbeschreibung ist die Variabilität der Polarstacheln größer und unterscheidet sich nicht von *Pantanellium lanceola* und *Pantanellium berriasianum.* Eine weitere Eigenheit der hier beschriebenen Formen ist das Vorkommen von annähernd tetragonalen Porenrahmen.

Vorkommen: Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Obertithon – Berrias.

Pantanellium globulosum n. sp.
Taf. 1, Fig. 7, 8

Material: 5 Exemplare.

Diagnose: Kugelige Gitterschale mit zwei etwa gleich langen triradiaten Primärstacheln. Das Verhältnis Stacheln zu Gitterkugeldurchmesser beträgt etwa 1 : 1, wodurch die Kugel klein erscheint. Die Rippen der beiden Stacheln liegen in etwa deckungsgleich gegenüber. Die Porenrahmen der Gitterkugel sind meist sechseckig.

Differentialdiagnose: *Pantanellium globulosum* n. sp. unterscheidet sich von allen anderen *Pantanellium*-Arten durch die deutlich geringe Größe der Gitterkugel im Verhältnis zur Länge der Polarstacheln.

Derivatio nominis: Globulus = Kügelchen. Mit diesem Begriff soll die geringe Größe der Gitterkugel beschrieben werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen			
Länge Gehäuse	300	270	275	315	380
Durchmesser Gitterkugel	85	77	83	95	115
Länge Stacheln	106/99	96/77	102/77	108/96	124/108
BSP Prot. Nr.	4985	4986	4987	4988	4989

Stratum typicum: Aptychen-Schichten (Oberalmer-Schichten und „Neokom"-Aptychen-Schichten in der Schneiderwald-Antiklinale (Tithon-Berrias).

Locus typicus: Profil Ga im Steinbruch Gartenau bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Gartenau und Marktschellenberg (Bayern).

Pantanellium berriasianum (BAUMGARTNER)
Taf. 1, Fig. 9–12

1984 *Pantanellium* (?) *berriasianum* BAUMGARTNER, S. 776, Taf. 6, Fig. 14, 15 (Berrias, Cittiglio, Nord-Italien).

Material: Mehr als 100 Exemplare.

Beschreibung: Grobporige Gitterkugel mit zwei polar angeordneten triradiaten Primärstacheln und triradiaten Sekundärstacheln. Die Cortikalschale entspricht der Definition von *P. lanceola* (PARONA). Zusätzlich sitzen an den Kreuzungspunkten der Porenrahmen im Verhältnis zu den Primärstacheln kürzere Sekundärstacheln. Ihre Anzahl ist sehr variabel. Die Länge der Sekundärstacheln ist unterschiedlich und schwankt zwischen 20 und 40 Mikron. Das Größenverhältnis Primärstacheln/Sekundärstacheln ist ca. 4 : 1.

Bemerkung: Durch diagenetische Lösung der Gehäuse können die Sekundärstacheln verlängert erscheinen.

Beziehung: Durch die oben durchgeführte erweiterte Definition der Gattung wird *Pantanellium* (?) *berriasianum* BAUMGARTNER (1984) definitiv zu *Pantanellium* gestellt. Die Abgrenzung von *P. berriasianum* gegenüber *P. lanceola* ist unter dem Abschnitt Beziehung bei letzterer Art erläutert. Beide Arten stehen, wie die Faunenabfolgen im Salzburger Raum zeigen, jedoch insoweit in Beziehung, als *Pantanellium berriasianum* aus *Pantanellium lanceola* durch den allmählichen Erwerb der Sekundärstacheln hervorgeht.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg.

Alter: Tithon - Berrias.

Gattung *Gorgansium* PESSAGNO & BLOME 1980

Typus-Art: *Gorgansium silviesense* PESSAGNO & BLOME 1980

Gorgansium morganense PESSAGNO & BLOME
Taf. 1, Fig. 14

1980 *Gorgansium morganense* PESSAGNO & BLOME, S. 20, Taf. 6, Fig. 10, 18, 23 (Pliensbach, Ost-Oregon).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Kugelige bis subtriangulare Cortikalschale mit zwei gleich langen kürzeren Primärstacheln und einem längeren Primärstachel. Die Primärstacheln sind im

Querschnitt triradiat und in Längsrichtung alternierend mit drei Furchen und drei Rippen versehen. Die Furchen sind breiter als die Rippen. Die Cortikalschale besitzt penta- und hexagonale Porenrahmen mit sehr kleinen knotenartigen Erhebungen auf den Kreuzungspunkten.

Beziehung: Die vorliegenden Exemplare entsprechen, obwohl oberjurassischem Alters, der Beschreibung der liassischen Formen von Pessagno & Blome 1980. Gegenüber *Gorgansium pulchrum* (Kocher) Baumgartner 1984 ist die Stachelbasis weniger breit.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Berrias.

Gorgansium sp. A
Taf. 1, Fig. 13

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Kugelige Gitterschale mit zwei ungleich langen, polar angeordneten Primärstacheln und einem kürzeren Primärstachel, der eng neben einem der anderen Polarstacheln liegt.

Beziehung: Die nur in zwei Exemplaren vorliegende Form zeigt gewisse Ähnlichkeit zu *Gorgansium silviesense* Pessagno & Blome 1980, doch unterscheidet sie sich deutlich dadurch, daß zwei der Primärstacheln polar angeordnet sind, und daß die Primärstacheln länger sind.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Gorgansium sp. B
Taf. 1, Fig. 15

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Grobporige Gitterschale mit großen hexagonalen Porenrahmen und drei ungleich langen, triradiaten Primärstacheln.

Beziehung: Die Porenzahl dieser Form ist geringer als die der anderen bekannten *Gorgansium*-Arten. Im übrigen bestehen Ähnlichkeiten mit *Gorgansium morganense* Pessagno & Blome 1980.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Familie Actinommidae Haeckel 1862

Gattung *Acaeniotyle* Foreman 1973

Typus-Art: *Xiphosphaera umbilicata* Rüst 1898

Acaeniotyle umbilicata (Rüst)
Taf. 1, Fig. 16, 17

1898 *Xiphosphaera umbilicata* Rüst, S. 7, Taf. 1, Fig. 9 (Oberjura, Cittiglio, Nord-Italien).
1973b *Acaeniotyle umbilicata* (R.) Foreman, S. 258, Taf. 1, Fig. 12–14, 16 (Oberjura-Unterkreide, Northwest Pacific Basin).
1975 *Acaeniotyle umbilicata* (R.) Foreman, S. 607, Taf. 2E, Fig. 14–17, Taf. 3, Fig. 3 (Valangin-Alb, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1977 *Acaeniotyle umbilicata* (R.) Muzavor, S. 26, Taf. 1, Fig. 3 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1980 *Acaeniotyle umbilicata* (R.) Baumgartner et al., S. 48, Taf. 2, Fig. 8.
1981 *Acaeniotyle umbilicata* (R.) Kocher, S. 51, Taf. 12, Fig. 1 (Oberjura, Südalpen).
1981 *Acaeniotyle umbilicata* (R.) Nakaseko & Nishimura, S. 141, Taf. 1, Fig. 7, Taf. 14, Fig. 2 (Hauterive-Apt, Shimanto Gruppe, Südwest-Japan).
1981 *Acaeniotyle umbilicata* (R.) Schaaf, S. 431, Taf. 6, Fig. 11, Taf. 15, Fig. 3a, b (Oberbarreme-Mittelalb, Mid Pacific Mountains).
1984 *Acaeniotyle umbilicata* (R.) Schaaf, S. 148, Taf. 31, Fig. 1–3 (mit Synonymie).
1984 *Acaeniotyle umbilicata* (R.) Baumgartner, S. 754, Taf. 1, Fig. 5 (mit Synonymie).

Material: Mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Höckerige Gitterkugel mit zwei polar angeordneten, ungleich langen Stacheln. Auf der Halbseite der Schale sind ca. 17 Höcker sichtbar. Die Höcker enthalten ca. 7 Poren. Die Stacheln sind triradiat mit alternierenden breiten Furchen und schmalen Rippen.

Beziehung: Die Formen entsprechen der Darstellung von Rüst 1898. Die Stachellänge variiert von den Längenangaben von Rüst bis zu den relativ kurzen Stacheln, wie sie von Foreman 1973 angegeben werden.

Vorkommen: Regenspitze, Schmittenstein, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Acaeniotyle tuberosa n. sp.
Taf. 2, Fig. 18–20

Material: 4 Exemplare.

Diagnose: Höckerige Gitterschale mit zwei ungleich langen Primärstacheln. Auf einer Halbseite sind ca. 32 Höcker sichtbar. Sie enthalten jeweils etwa 7 kleine Poren. Die Stacheln sind im Querschnitt triradiat, mit breiten Furchen und schmalen Rippen. Die Skulptur der Stacheln verläuft teils gerade, teils schwach gedreht.

Diffentialdiagnose: *Acaeniotyle tuberosa* n. sp. unterscheidet sich von *A. umbilicata* Foreman durch die deutlich größere Anzahl von Höckern (32 gegenüber 17).

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen		
Durchmesser Gehäuse	190	220	175	170
Länge langer Stachel	280	240	225	185
Länge kurzer Stachel	160	220	150	170
BSP Prot. Nr.	4998	4999	5000	5001

Locus typicus: Profil Kaltenhausen, im Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein (Salzburg, Bayern).

Stratum typicum: Aptychen-Schichten (Oberalmer Schichten und „Neokom“ Aptychen-Schichten) in der Schneiderwald-Antiklinale (Obertithon – Berrias).

Vorkommen: Kaltenhausen, Marktschellenberg.

Acaeniotyle diaphorogona FOREMAN
Taf. 2, Fig. 1, 2

1973 *Acaeniotyle diaphorogona* FOREMAN, S. 258, Taf. 2, Fig. 2–5 (Valangin-Hauterive, Northwest Pacific Basin).
1977 *Acaeniotyle diaphorogona* F. MUZAVOR, S. 34, Taf. 1, Fig. 1 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1984 *Acaeniotyle diaphorogona* F. SCHAAF, S. 104, Taf. 9, Fig. 1–5 (mit Synonymie).
1984 *Acaeniotyle diaphorogona* F. BAUMGARTNER, S. 753, Taf. 1, Fig. 1–2 (mit Synonymie).

Material: 11 Exemplare.

Beschreibung: Höckerige Gitterkugel mit drei in einer Ebene liegenden triradiaten Primärstacheln. Die Stacheln sind etwa gleich lang. Auf den Höckern der Cortikalschale sind feine Poren ausgebildet. Zwei Winkel zwischen den Stacheln sind gleich groß, der dritte Winkel ist kleiner. Die Stacheln, die den kleineren Winkel begrenzen, sind bei einigen Exemplaren leicht zur Winkelhalbierenden hin gebogen. Die Breite der Stachelbasis ist ungleich breit.

Beziehung: Die Abbildungen von FOREMAN (1973) zeigen Exemplare von *A. diaphorogona* mit zwei gebogenen Stacheln. BAUMGARTNER (1984) faßt unter *A. diaphorogona* s. l. Formen mit einem kurzen und zwei langen Stacheln und solche mit sehr kurzen Stacheln zusammen. Abb. 21 zeigt Formvariationen von *A. diaphorogona* aus dem Material der Osterhorngruppe.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg, Schmittenstein.

Alter: Tithon – Berrias.

Acaeniotyle diaphorogona dentata BAUMGARTNER
Taf. 2, Fig. 3–5, 9

1984 *Acaeniotyle diaphorogona dentata* BAUMGARTNER, S. 754, Taf. 1, Fig. 3, 4 (Berrias-Hauterive, Cittiglio, Nord-Italien).

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Höckerige Gitterkugel mit drei etwa gleichlangen triradiaten Primärstacheln. Auf den Höckern der Cortikalschale sind kleine Poren entwickelt. Die Winkel zwischen den Stacheln sind verschieden. Einzelne Stacheln sind leicht gebogen. Auf den Rippen, sitzen im Bereich des Stachelendes, 3–4 Knoten.

Beziehung: Die Knoten der Stacheln sind bei einigen Exemplaren nur andeutungsweise zu erkennen. Dadurch ergibt sich ein kontinuierlicher Übergang zwischen *A. diaphorogona* s. s. mit glatten Rippen und *A. diaphorogona dentata* mit beknoteten Rippen.

Vorkommen: Gartenau, Kaltenhausen, Marktschellenberg, Trattberg.

Alter: Tithon – Valangin.

Acaeniotyle diaphorogona ssp. A
Taf. 2, Fig. 6

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Höckerige Gitterkugel mit drei in einer Ebene liegenden triradiaten Primärstacheln. Zwei Stacheln

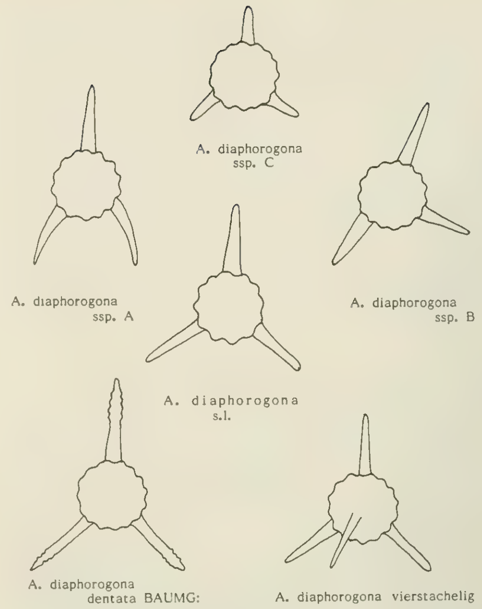


Abb. 21: Wuchsformen von *Acaeniotyle diaphorogona* FOREMAN in Oberjura und Unterkreide des Osterhorn-Tirolikums.

sind gleich lang, ein Stachel ist kürzer. Der Winkel zwischen den zwei längeren Stacheln ist spitz, so daß sich eine bilaterale Symmetrie des Gehäuses zu ergeben scheint.

Beziehung: Die Formen unterscheiden sich von *A. diaphorogona* FOREMAN durch den deutlich spitzen Winkel, der zwischen den beiden längeren Stacheln liegt. Eine Abtrennung von *A. diaphorogona* müßte auf dem Unterart-Niveau vorgenommen werden.

Vorkommen: Gartenau, Trattberg.

Alter: Tithon – Berrias.

Acaeniotyle diaphorogona ssp. B
Taf. 2, Fig. 7

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Höckerige Gitterkugel mit 3 triradiaten Stacheln. Die Gitterkugel ist klein und enthält nur etwa 10 porate Höcker auf der Halbseite, die halbe Anzahl anderer *Acaeniotyle*-Arten. Die Winkel zwischen den Stacheln sind derart, daß ein Winkel weniger als 120 Grad hat und die beiden anderen mehr als 120 Grad besitzen.

Vorkommen: Marktschellenberg.

Alter: Oberberrias – Untervalangin.

Acaeniotyle diaphorogona ssp. C
Taf. 2, Fig. 8

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Höckerige Gitterkugel mit drei sehr kurzen triradiaten Stacheln. Die Anzahl der poraten Höcker beträgt pro Halbseite etwa 20.

Vorkommen: Trattberg, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Berrias.

Genus *Hexastylus* Haeckel

Typus-Art: *Hexastylus phaenaxonius* Haeckel 1887

Hexastylus uvarius Rüst
Taf. 2, Fig. 10, 11

1898 *Hexastylus uvarius* Rüst, S. 10, Taf. 2, Fig. 6 (Oberjura-Unterkreide, Cittiglio, Nord-Italien).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Höckerige Gitterkugel mit 6 in drei Achsen positionierten, triradiaten Stacheln. Etwa 24 porige Höcker sitzen auf der Kugelhalbseite.

Bemerkung: Die Formen stimmen mit Beschreibung und Abbildungen von Rüst (1898) gut überein. Rüst nennt zwar nur 19 Höcker pro Halbseite, doch liegt die oben beschriebene Anzahl von 24 innerhalb der auch bei den übrigen Gattungen der höckerigen Actinommiden auftretenden Variabilität (z. B. *Acaeniotyle).* In die Variabilität passen auch die beobachteten unterschiedlichen Stachellängen.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Obertithon.

„*Hexastylus*" sp.
Taf. 2, Fig. 12

Beschreibung: Die kugelige Cortikalschale trägt sechs triradiate Primärstacheln, die in drei senkrecht aufeinander stehenden Achsen angeordnet sind. Das Porenmuster der Kugeloberfläche ist unregelmäßig polygonal. Der Äquator ist genau zwischen den Stacheln der x- und z-Achse durch eine Porenreihe markiert. Auf den Rippen der Primärstacheln sitzen im distalen Drittel kürzere Sekundärstacheln. In einigen Fällen enden die Primärstacheln dreiachsig verzweigt.

Bemerkung: Wie bei den „*Acanthosphaera*"-Formen, ist auch bei den Sphaerida mit sechs Stacheln, die in drei aufeinander senkrecht stehenden Achsen angeordnet sind, eine exakte Bestimmung nur mit der Kenntnis der vorhandenen Innenschalen möglich. Da dies aufgrund des durch Umkristallisation bedingten schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich ist, kann nur auf oberflächliche Ähnlichkeiten mit bekannten Formen zurückgegriffen werden. Die beschriebenen Exemplare sind der Gattung „*Hexastylus*" Haeckel (1861) ähnlich.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen.

Alter: Obertithon.

Genus *Acanthosphaera* Haeckel

Typus-Art: *Acanthosphaera haliphormis* Ehrenberg 1861

Bemerkung: Die Bestimmung der Sphaerida ist nach Haeckel (1861) von der Anzahl der Medullarschalen im Inneren des Gehäuses abhängig. So sind bei allgemein unregelmäßigen Verteilungsmustern der Primärstacheln mit und ohne Sekundärstacheln je nach Anzahl der Medullarschalen vier verschiedene Benennungsmöglichkeiten gegeben. Bedingt durch den für eine exakte Bestimmung nicht ausreichenden Erhaltungszustand der untersuchten Faunen, kann nur auf die Oberflächenstruktur Bezug genommen werden. Die folgenden Formen entsprechen der Oberflächenskulptur verschiedener *Acanthosphaera*-Arten.

„*Acanthosphaera*" sp. A
Taf. 2, Fig. 13

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Schwach höckerige Gitterkugel mit 8 triradiaten Primärstacheln. Die Stacheln sind unregelmäßig über das Gehäuse verteilt.

Bemerkung: Der schlechte Erhaltungszustand des Stükkes gibt nicht eindeutig Auskunft über die Höhe und die Anzahl der Höcker der Cortikalschale. Die Form stellt eine achtstachelige Variante der höckerigen Actinommiden dar.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg.

Alter: Tithon.

„*Acanthosphaera*" sp. B
Taf. 2, Fig. 14

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Höckerige Gitterkugel mit 12 triradiaten Primärstacheln. Die Stacheln sind symmetrisch über das Gehäuse verteilt. 6 Stacheln bilden eine Äquatorebene. Beiderseits dieser Ebene befinden sich jeweils 3 Stacheln. Die Äquatorebene kann von verschiedenen Seiten her festgelegt werden.

Bemerkung: Das Stück ist ein Vertreter der höckerigen Actinommiden mit 12 Primärstacheln. Dies ist die höchste Stachelanzahl dieser Gruppe im untersuchten Material.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

„*Acanthosphaera*" sp. C
Taf. 4, Fig. 15

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Grobporige Gitterkugel mit mindestens 10 (wahrscheinlich 12) triradiaten Primärstacheln. Die Porenrahmen der Cortikalschale sind ungleich groß und polygonal. Die Primärstacheln sind lang und tragen auf den Rippen am Beginn des distalen Drittels Sekundärstacheln.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg.

Alter: Tithon – Berrias.

Genus *Diactoma* n. gen.

Typus-Art: *Diactoma curvata* n. sp.

Diagnose: Die Cortikalschale ist eine Gitterkugel mit hexagonalen Porenrahmen. Zwei triradiate Primärstacheln

entspringen im 120-Grad-Winkel zueinander auf der Kugeloberfläche. Medullarschalen bislang unbekannt. Bei der Typus-Art sind die Stacheln zur Winkelhalbierenden des 120-Grad-Winkels hin gebogen.

Differential-Diagnose: *Diactoma* n. gen. unterscheidet sich von *Triactoma* Rüst durch die Ausbildung von nur zwei Stacheln. Die genaue Beobachtung der Kugeloberfläche ergab keinen Hinweis auf Bruchstellen, die das Vorhandensein eines dritten Stachels hätten dokumentieren können.

Enthaltene Art: *Diactoma curvata* n. sp.

Diactoma curvata n. sp.
Taf. 3, Fig. 1, 2

Material: 1 Exemplar.

Diagnose: Mittelgroße Gitterkugel mit hexagonalen Porenrahmen und zwei triradiaten Primärstacheln. Die Primärstacheln stehen im 120-Grad-Winkel zueinander und sind zur Winkelhalbierenden hin gebogen. Die Skulptur der Stacheln besteht aus alternierenden breiteren Furchen und schmalen Rippen.

Differential-Diagnose: *Diactoma curvata* n. sp. wird von *Triactoma cornuta* Baumgartner 1980 durch das Fehlen des dritten Stachels unterschieden.

Derivatio nominis: Curvatus = gebogen. Damit soll die Krümmung der beiden Primärstacheln dokumentiert werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen	
Durchmesser Schale	150	200	175
Länge Stacheln	150/160	175/175	125/125
Breite Stacheln an Basis	35/35	40/40	30/30
Durchmesser Porenrahmen	10	10	10
BSP Prot. Nr.	5002	5003	5004

Stratum typicum: Aptychen-Schichten (Oberalmer-Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) der Nördlichen Kalkalpen (Ober-Tithon).

Locus typicus: Steinbruch Gartenau bei St. Leonhard, 10 km südlich Salzburg, Profil Ga, Probe Ga 27.

Gattung *Triactoma* Rüst 1885
Typus-Art: *Triactoma tithonianum* Rüst 1885

Triactoma tithonianum Rüst
Taf. 3, Fig. 3, 4

1885 *Triactoma tithonianum* Rüst, S. 289, Taf. 28, Fig. 5 (Oberjura, Urschlau, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1898 *Triactiscus tithonianus* (R.) Rüst, S. 20.
1973 *Triactoma tithonianum* R. Foreman, S. 260, Taf. 2, Fig. 1 (Oberjura-Unterkreide, Northwest Pacific Basin).
1981 *Triactoma tithonianum* R. Kocher, S. 102, Taf. 17, Fig. 12 (Oberjura, Südalpen).
1981 *Triactoma tithonianum* R. Steiger, Taf. 14, Fig. 11 (Tithon, Trattberg, Österreich).
1984 *Triactoma tithonianum* R. Baumgartner, S. 790, Taf. 10, Fig. 5 (Callov-Unterhauterive).
1984 *Triactoma tithonianum* R. Schaaf, S. 142, Taf. 26, Fig. 1–5 (Oberjura-Untervalangin).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Die Cortikalschale ist eine mittelgroße Gitterkugel mit drei planar angeordneten triradiaten Stacheln. Der Kugelquerschnitt in der Stachelebene variiert von kreisförmig bis subtriangular. Die Länge der Stacheln entspricht etwa dem Durchmesser der Gitterkugel. Der Winkel zwischen den Stacheln beträgt zwischen 100, 120 und 160 Grad. Die Stacheln sind an ihrem distalen Ende stumpf und zeigen dort eine kleine triradiate Verdickung. Das Muster der Porenrahmen auf der Gitterkugel ist hexagonal.

Bemerkung: Die Originalabbildung von Rüst 1885 zeigt *T. tithonianum* mit spitzen Stachelenden. Schaaf 1984 stellt Formen mit stumpfen, leicht verbreiterten Stachelenden zur Art. Aufgrund möglicher ökologischer Ursachen bei der Entwicklung unterschiedlicher Stachellängen und -breiten bei gleichem Konstruktionsmuster ist es gerechtfertigt, die vorliegenden Formen als *T. tithonianum* zu benennen. Ebenso werden bei *T. echiodes* Foreman (1973) unterschiedliche Winkel zwischen den Stacheln toleriert.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg, Schmittenstein, Regenspitze.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Triactoma tithonianum ssp.
Taf. 3, Fig. 5

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Mittelgroße Gitterkugel mit polygonalem (meist hexagonalem) Porenmuster. Drei triradiate Primärstacheln sind planar angeordnet. Die Länge der Stacheln beträgt etwa die Hälfte des Kugeldurchmessers. Die Gehäuse unterscheiden sich von der Normalform *T. tithonianum* s. s. durch die deutlich kürzeren Primärstacheln. *T. tithonianum* mit mittellangen Stacheln (Länge knapp unter Kugeldurchmesser) wurde von Muzavor (1977) als *T. formanae* beschrieben.

Bemerkung: Bei *T. tithonianum* s. s. ist das Verhältnis Kugeldurchmesser zu Stachellänge sehr konstant. Diese Form ist der häufigste Vertreter der Gattung *Triactoma*, während die Art *Triactoma formanae* Muzavor und die vorliegende Variante seltener sind. Dieser Sachverhalt kann dahingehend gedeutet werden, daß die beiden letztgenannten Formen juvenile Stadien von *T. tithonianum* s. s. darstellen, oder daß die Stachellänge durch milieubedingte Faktoren, wie Kieselsäure-Mangel, gesteuert wird.

Vorkommen: Trattberg, Gartenau.

Alter: Oxford? – Obertithon.

Triactoma echiodes Foreman
Taf. 3, Fig. 6, 7

1973 *Triactoma echiodes* Foreman, S. 260, Taf. 3, Fig. 1, Taf. 16, Fig. 21 (Valangin-Hauterive, Northwest Pacific Basin).
1975 *Triactoma echiodes* F. Foreman, S. 609, Taf. 2F, Fig. 9–10, Taf. 3, Fig. 10 (Valangin, Shitsky Rise, Nord-Pazifik).
1981 *Triactoma echiodes* F. Baumgartner et al., S. 64, Taf. 2, Fig. 10.
1981 *Triactoma echiodes* F. Kocher, S. 101, Taf. 17, Fig. 8–9 (Oberjura, Südalpen).

1984 *Triactoma echiodes* F. BAUMGARTNER, S. 789, Taf. 10, Fig. 2 (Oberkimmeridge-Hauterive).
1984 *Triactoma echiodes* F. SCHAAF, S. 108, Taf. 10, Fig. 1–4 (Oberjura-Apt).

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Tonnenförmige gegitterte Cortikalschale mit konvexer Ober- und Unterfläche und leicht eingeschnürtem Äquator. In der Einschnürung entspringen drei triradiate Primärstacheln. Die Stacheln stehen planar im 120-Grad-Winkel zueinander. Das Porenmuster der Ober- und Unterseite ist polygonal bis rundlich. Die Poren sind klein und unregelmäßig angeordnet. Die Länge der Stacheln ist etwas größer als der Gehäusedurchmesser.

Bemerkungen: Bei dem Stück, welches auf Taf. 3, Fig. 4 abgebildet ist, sind die Stacheln nach distal verbreitert und die Rippen deutlich höher, als bei den Normalformen von *T. echiodes*. Auf den Externseiten der Rippen liegen knotenartige Verdickungen, welche unregelmäßig verteilt sind. Die Struktur der Stacheln ist der Definition entsprechend triradiat. Die Form wird aufgrund des möglichen ökologisch gesteuerten „ungeregelten Wachstums von Strukturelementen" trotzdem zu *T. echiodes* gestellt.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg, Regenspitze, Schmittenstein.

Alter: Tithon – Berrias.

Triactoma sp. cf. *T. hybum* FOREMAN
Taf. 3, Fig. 8

1978 *Triactoma hybum* FOREMAN, S. 609, Taf. 2F, Fig. 6, 7, Taf. 3, Fig. 7, 9 (Valangin-Barreme, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Tonnenförmiges Gehäuse mit drei planar angeordneten triradiaten Stacheln. Die Oberfläche der Cortikalschale zeigt zentral eine feinporige Erhebung. Die Randzone der Oberfläche besteht aus radial stehenden Rippen. Die Äquatorialzone des Gehäuses ist leicht eingeschnürt.

Bemerkungen: Das beschriebene Exemplar ist umkristallisiert, zeigt jedoch Merkmale von *T. hybum* FOREMAN (tonnenförmiges Gehäuse, seitliche Einschnürung und zentrale Erhebung auf der Oberseite). Die rippenartigen Erscheinungen in der Randzone der Oberseite des Gehäuses können als Strukturen einer diagenetischen Anlagerung nach vorheriger Lösung von Skelettmaterial interpretiert werden.

Vorkommen: Marktschellenberg.

Alter: Oberberrias – Untervalangin.

Triactoma jonesi (PESSAGNO)
Taf. 3, Fig. 9–12

1977a *Tripocyclia jonesi* PESSAGNO, S. 80, Taf. 7, Fig. 1–5 (Untertithon, California Coast Ranges).
1978 *Triactoma jonesi* (P.) FOREMAN, S. 743, Taf. 1, Fig. 13, 14 (Oxford-Kimmeridge, Nordwest-Afrika, Nord-Atlantik).
1984 *Triactoma jonesi* (P.) BAUMGARTNER, 790, Taf. 10, Fig. 4 (Bathon-Obertithon).
1985 *Triactoma jonesi* (P.) DE WEVER & MICONNET, S. 391 (Jura, Lagonegro, Italien).
1987 *Triactoma jonesi* (P.) GORICAN, S. 187, Taf. 1, Fig. 16 (mit Synonymie) (Bathon, Budva Zone, Montenegro, Jugoslawien).

Material: 10 Exemplare.

Beschreibung: Kleine, porige Gitterkugel mit drei planar angeordneten Stacheln. Die Skulptur der Stacheln ist grundsätzlich triradiat, die Rippen sind jedoch über den größten Teil des Stachels verdoppelt. An der Stachelbasis ist in den drei Hauptfurchen jeweils eine weitere kleine Rippe zwischengeschaltet. Die Länge der Stacheln beträgt mehr als das Doppelte bis zum Dreifachen des Gehäusedurchmessers. Das Stachelende ist stumpf, wobei die drei Hauptrippen knotenartige Verdickungen zeigen.

Bemerkung: Die Oberfläche der Gitterkugel ist gewöhnlich grobporig mit polygonalen Porenrahmen (Taf. 3, Fig. 9). Durch Umkristallisation kann ein unregelmäßiges, sehr feinporiges und fast spongiöses Gewebe entstehen.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Gartenau, Kaltenhausen.

Alter: Tithon – Berrias.

Triactoma blakei (PESSAGNO)
Taf. 3, Fig. 13

1977a *Tripocyclia blakei* PESSAGNO, S. 80, Taf. 6, Fig. 15–16 (Tithon, California Coast Ranges).
1978 *Triactoma blakei* (P.) FOREMAN, S. 743, Taf. 1, Fig. 15 (Oxford-Kimmeridge, Nordwest-Afrika, Nord-Atlantik).
1981 *Triactoma blakei* (P.) KOCHER, S. 101, Taf. 17, Fig. 5 (Oberjura, Südalpen).
1984 *Triactoma blakei* (P.) BAUMGARTNER, S. 789, Taf. 10, Fig. 3 (Callov-Mitteltithon).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Grobporige Gitterkugel mit drei planar angeordneten Stacheln. Die Stacheln sind triradiat. Die Stachelrippen sind an der Basis des Stachels verdoppelt. Die Stacheln enden mit einer Spitze. Knapp vor dem Stachelende ist pro Hauptrippe eine knotenartige Verdickung entwickelt.

Vorkommen: Gartenau, Trattberg.

Alter: Tithon.

Archaeospongoprunum PESSAGNO 1973

Typus-Art: *Archaeospongoprunum venadoensis* PESSAGNO 1973

Archaeospongoprunum tricostatum n. sp.
Taf. 4, Fig. 1, 2

Material: 13 Exemplare.

Diagnose: Ellipsoidale bis kugelige Cortikalschale mit spongiösem Maschenwerk. An den Polen der Schale sitzen zwei triradiate Primärstacheln. Die Länge der Stacheln ist nicht ganz gleich. Die Rippen und Furchen der Stacheln sind nicht gedreht. Die Stacheln sind dreirippig. Die Rippen eines Stachels stehen den Furchen des anderen Stachels gegenüber.

Differentialdiagnose: *Archaeospongoprunum tricostatum* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Archaeo-*

spongoprunum-Arten durch den völlig geraden Verlauf der Stachelskulpturen und die Tatsache, daß die Rippen eines Stachels den Furchen des anderen Stachels gegenüberstehen. Außerdem ist die Form durch die Dreirippigkeit der Primärstacheln klar von *Archaeospongoprunum imlayi* PESSAGNO (1977) abgrenzbar.

Derivatio nominis: Tri = drei, Costa = Rippe. Damit wird die Dreirippigkeit der Primärstacheln charakterisiert.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp		Paratypen		
Durchmesser Gehäuse axial A–A'	130	122	125	130	130
Durchmesser Gehäuse äquatoral B–B'	105	120	110	110	110
Länge Stachel A–S	80	45	60	70	65
Länge Stachel A'–S'	93	55	75	85	70
BSP Prot. Nr.	5005	5006	5007	5008	5009

Stratum typicum: Aptychen-Schichten (Oberalmer-Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon).

Locus typicus: Kaltenhausen, Probe Ka 19, in der Schneiderwald-Antiklinale (Salzburg).

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Trattberg.

Archaeospongoprunum sp. PAVSIC & GORICAN
Taf. 4, Fig. 3

1987 *Archaeospongoprunum* sp. PAVSIC & GORICAN, S. 24, Taf. 2, Fig. 4 (Valangin, Vrsnik, West-Slowenien).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Ellipsoidale, spongiöse Cortikalschale mit polar angeordneten Primärstacheln. Die Stacheln sind etwa gleich lang. Ihr Querschnitt ist triradiat. Ein Stachel besitzt gleich breite Furchen und Rippen, deren Verlauf geradlinig ist. Der andere Stachel hat schmale Furchen und breite Rippen, die nach distal entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht sind.

Beziehung: Die Form entspricht in ihren Dimensionen *A. carrierensis* PESSAGNO 1977b. Die Stachelskulptur ist jedoch nicht im Uhrzeigersinn, sondern entgegengesetzt gerichtet.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Obertithon – Berrias.

Archaeospongoprunum sp.
Taf. 4, Fig. 4

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Subzylindrische Cortikalschale mit polygonalem bis spongiösem Maschenwerk. Die polar angeordneten Primärstacheln sind gleich lang. Sie haben einen triradiaten Querschnitt. Die Skulptur eines Stachels verläuft gerade. Der andere Stachel ist nach distal entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht.

Beziehung: Die Form ähnelt in den Proportionen und der Stachelskulptur sehr stark dem vorher beschriebenen *Archaeospongoprunum* sp. PAVSIC & GORICAN. Unterschiedlich ist nur die subzylindrische der Cortikalschale, die möglicherweise auch auf ökologische Einflüsse oder Lösung im Meerwasser zurückgeführt werden kann.

Vorkommen: Marktschellenberg.

Alter: Oberberrias – Untervalangin.

Gattung *Staurosphaera* HAECKEL

Typus-Art: *Staurosphaera crassa* DUNIKOWSKI 1882

Staurosphaera glebulosa FOREMAN
Taf. 4, Fig. 7

1973 *Staurosphaera glebulosa* FOREMAN, S. 259, Taf. 3, Fig. 5, Taf. 16, Fig. 24 (Valangin-Hauterive, Northwest Pacific Basin);

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Schwach höckerige Gitterkugel mit 4 in einer Ebene liegenden, kreuzförmig angeordneten, triradiaten Primärstacheln. Die Höcker der Gitterkugel sind porat. Die Poren sind rundlich.

Bemerkung: Die Formen stimmen mit der Beschreibung von FOREMAN (1973) gut überein, wenngleich die Abbildungen für die Bestimmung nicht verwendbar sind, *Staurosphaera glebulosa* F. kann als vierstachelige Form in der Reihe der höckerigen Actinommiden angesehen werden (siehe Abb. 22).

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Staurosphaera amplissima FOREMAN
Taf. 4, Fig. 8

1973 *Staurosphaera amplissima* FOREMAN, S. 259, Taf. 3, Fig. 6 (Unterkreide, Northwest Pacific Basin);

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Kugeliges Gehäuse mit vier kreuzförmig angeordneten Stacheln. Die Kugelform ist leicht abgeflacht. Die Stacheln sind lang und triradiat. Zwischen den Stacheln verläuft auf der Gehäuseoberfläche eine Reihe großer rundlicher Poren, welche die Äquatorebene markiert. Die Poren der übrigen Schale sind klein und rundlich bis polygonal.

Vorkommen: Regenspitze.

Alter: Kimmeridge – Tithon.

Gattung *Nodotetraedra* n. gen.

Typus-Art: *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp.

Diagnose: Tetraedrische Cortikalschale mit vier Primärstacheln an den Tetraederenden. Die Stacheln sind Vollstacheln, die skulpturlos spitz enden. Die Oberfläche des Gehäuses besteht aus poraten Höckern. Sekundärstacheln können auf den Höckern der Cortikalschale vorhanden sein. Medullarschalen sind bislang nicht bekannt.

Differentialdiagnose: Die Gattung *Nodotetraedra* n. gen. unterscheidet sich von anderen Gattungen der Actinom-

midae durch den Besitz einer Tetraederform und von vier Vollstacheln an den Tetraederenden.

Derivatio nominis: nach der Tetraederform und der knotigen Cortikalschale.

Enthaltene Art: *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp.

Nodotetraedra barmsteinensis n. sp.
Taf. 4, Fig. 9–14

Material: 10 Exemplare.

Diagnose: Tetraedrische knotige Cortikalschale mit vier Primärstacheln und einer Vielzahl von Sekundärstacheln. Die Primärstacheln sind Vollstacheln und entspringen an den Spitzen des Tetraeders. Die Form der Stacheln ist schlank, ihre Länge entspricht etwa dem Durchmesser des Gehäuses. Die Stacheloberfläche ist glatt. Gewöhnlich läuft das Stachelende spitz zu. In einem Fall konnte eine Differenzierung eines einzelnen Stachels festgestellt werden: hier ist das Stachelende mit einem kragenartigen Kranz von Sekundärstacheln umgeben.

Differentialdiagnose: Bisher wurde trotz großer Unterschiede der Oberflächenmerkmale, vor allem bezüglich der Anwesenheit von Sekundärstacheln auf der Cortikalschale, keine weitergehende Artunterscheidung durchgeführt. Ansonsten steht die Art *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp. keiner bekannten Form nahe.

Bemerkung: Grund für den Verzicht auf weitere Artunterscheidung ist die in allen Fällen gleichmäßige Ausbildung der Primärstacheln, deren Struktur, gegenüber dem Vorhandensein von Sekundärstacheln, als höherwertiges Differenzierungsmerkmal gewertet wird. Die Analyse der Oberflächenmerkmale deutet stark auf diagenetische Einflüsse, wie Lösung und Umkristallisation, bei der Erhaltung von Sekundärstacheln hin. *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp. kann deshalb bei Vorhandensein von Vollstacheln und spongiöser Cortikalschale Sekundärstacheln besitzen oder auch nicht.

Derivatio nominis: Nach dem Fundort des Holotyps: die Barmsteine bei Hallein.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Durchmesser Gehäuse	170	180	145	150	165	170
Länge Stacheln	130	127	120	150	145	165
Durchmesser Stacheln (Mitte)	19	18	20	25	30	25
BSP Prot. Nr.	5010	5011	5012	5013	5014	5015

Stratum typicum: Aptychen-Schichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychen-Schichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Untervalangin).

Locus typicus: Profil Kaltenhausen Probe Ka 7, in der Schneiderwald-Antiklinale (Salzburg).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg, Trattberg.

Gattung *Heliosphaera* HAECKEL 1862
Typus-Art: *Heliosphaera echinoides* HAECKEL 1862

„Heliosphaera" sp.
Taf. 4, Fig. 15

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Kugelige Cortikalschale mit mindestens 8 in einer Ebene angeordneten triradiaten Primärstacheln. Diese sind in der Mitte blattartig erweitert. Durch die Stachelebene wird das Gehäuse in zwei Hälften geteilt. Auf den Halbseiten sind porige Höcker sichtbar, die mit Sekundärstacheln besetzt sind. Es sind pro Halbseite etwa 30 Höcker ausgebildet.

Bemerkung: Es gibt keine Darstellung, die auf die besondere Anordnung, z. B. die oben beschriebene äquatoriale Lage der Primärstacheln Rücksicht nimmt.

Vorkommen: Kaltenhausen.

Alter: Obertithon.

Gattung *Actinomma* HAECKEL 1862
Typus-Art: *Haliomma trinacrium* HAECKEL 1860

„Actinomma" sp. A
Taf. 5, Fig. 1

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Die Cortikalschale ist eine Gitterkugel mit tetragonalen, polygonalen bis kreisförmigen Porenrahmen. In ungeordneter Weise entspringen mehr als acht triradiate Primärstacheln aus der Gehäuseoberfläche. Die Basis dieser Stacheln ist kompliziert gebaut: Die Hauptrippen sind in zwei Teilrippen gespalten. Auf den Kreuzungspunkten der Porenrahmen sitzen kleine spitze Sekundärstacheln. Die wirkliche Länge der Primärstacheln ist nicht bekannt, da sie bei allen Exemplaren abgebrochen sind.

Beziehung: Bei Sphaerida mit Gitterkugeln und mehr als acht Stacheln ohne Sekundärstacheln ist nach HAECKEL 1881 in Abhängigkeit vom Vorhandensein von Medullarschalen eine Zuordnung zu den Gattungen *Heliosphaera, Rhaphidococcus, Rhaphidosphaera, Acanthosphaera* (alle nur mit Cortikalschale), *Haliomma* (mit einer Medullarschale), *Actinomma* (mit zwei Medullarschalen) oder *Cromyomma* (mit drei Medullarschalen) möglich. Ein Vergleich der vorliegenden Form mit bereits beschriebenen Taxa ergibt eine Ähnlichkeit mit Arten der Gattung *„Actinomma"*.

Vorkommen: Schrambach.

Alter: Obertithon.

„Actinomma" sp. B
Taf. 5, Fig. 2

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Grobporige Gitterkugel mit mindestens 10 (wahrscheinlich 20) triradiaten Primärstacheln. Auf den Kreuzpunkten der Porenrahmen entspringen kürzere Sekundärstacheln. Die Porenrahmen sind unterschiedlich groß und meist hexagonal.

Bemerkung: Durch die Tatsache, daß lediglich die Cortikalschale studiert werden kann, weil in aufgebrochenen Gehäusen eine Quarzfüllung sichtbar wird und keine Aussagen über das Vorhandensein von Medullarschalen möglich sind, wird das Stück aufgrund der Ähnlichkeit mit Arten der Gattung *Actinomma* HAECKEL zu „*Actinomma*" gestellt.

Beziehung: Es muß auch die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß hier eine bestachelte Form der Gattung *Cenosphaera* HAECKEL vorliegt. Vergleichbare Verhältnisse sind von der Gattung *Praeconocaryomma* bekannt, bei der bestachelte und unbestachelte Typen innerhalb der Variation liegen (vgl. PESSAGNO 1977a).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Obertithon – Berrias.

Familie: Saturnalidae DEFLANDRE 1953 emend. DONOFRIO & MOSTLER 1978

Gattung *Acanthocircus* SQUINABOL, emend. DONOFRIO & MOSTLER

Typus-Art: *Acanthocircus irregularis* SQUINABOL 1903

Acanthocircus dicranacanthos (SQUINABOL)
Taf. 5, Fig. 3–6

1914 *Saturnalis dicranacanthos* SQUINABOL, S. 289, Taf. 20, Fig. 1, Taf. 22, Fig. 4, 6, Taf. 23, Fig. 7 (Jura-Mittelkreide, Novale, Vicentin, Italien).
1975 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) FOREMAN, S. 610, Taf. 2 D, Fig. 5, 6 (Berrias-Barreme, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1977a *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) PESSAGNO, S. 73, Taf. 3, Fig. 5 (Tithon-Obervalangin, California Coast Ranges).
1977b *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) PESSAGNO, S. 31, Taf. 2, Fig. 6 (Tithon-Obervalangin, California Coast Ranges).
1977 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) MUZAVOR, S. 37, Taf. 4, Fig. 4 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1978 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) DONOFRIO & MOSTLER, S. 28, Taf. 2, Fig. 3, Taf. 4, Fig. 4, 7–9, Taf. 5, Fig. 7–9 (Lias-Barreme).
1979 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) NAKASEKO et al., Taf. 2, Fig. 7 (Kimmeridge-Turon, Shimanto-Belt, Japan).
1980 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) BAUMGARTNER et al. S. 49, Taf. 1, Fig. 11 (Mitteltithon-Unterhauterive).
1980 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) HOLZER, S. 156, Taf. 1, Fig. 1–12, Taf. 2, Fig. 7–9 (Tithon-Berrias, Nördliche Kalkalpen, Österreich).
1981 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) SCHAAF, S. 431, Taf. 7, Fig. 1, Taf. 16, Fig. 3 (Barreme, Mid Pacific Mountains).
1981 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) KOCHER, S. 51, Taf. 12, Fig. 3 (Oberjura-Unterkreide, Südalpen).
1981 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) NAKASEKO & NISHIMURA, S. 141, Taf. 1, Fig. 6 (Valangin, Shimanto Gruppe Südwest-Japan).
1982 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) AOKI, Taf. 1, Fig. 3 (Tithon, Shimanto Belt, Südwest-Japan).
1982 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) OKAMURA & UTO, Taf. 4, Fig. 12–14, Taf. 5, Fig. 17 (Unterkreide, Shimanto Belt, Shikoku, Japan).
1984 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) SCHAAF, S. 106, Taf. 7, Fig. 1, Taf. 16, Fig. 3 (Oberjura – Hauterive).
1984 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) OZVOLDOVA & SYKORA, S. 261, Taf. 1, Fig. 6–7 (Oberjura, Sipkovsky Hay, Tschechoslowakei).
1984 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) BAUMGARTNER, S. 754, Taf. 1, Fig. 7.
1987 *Acanthocircus dicranacanthos* (SQU.) PAVSIC & GORICAN, S. 23, Taf. 2, Fig. 2 (Tithon-Hauterive, Vrsnik, West-Slowenien).

Material: Über 100 Exemplare.

Beschreibung: Spongiöse Cortikalschale mit zwei polar angeordneten Stäben, die sich distal teilen und miteinander verbunden einen Ring bilden. Der Ring ist oval. Der kürzere Durchmesser wird durch die Polarstäbe und die Rindenschale gebildet. In Längsrichtung endet das Oval an den beiden Umkehrpunkten des Ringes mit einem Doppelstachel. Auf dem Ring verläuft eine Rippe, die im Bereich des Umkehrpunktes verdickt ist. Die Verdickung hat die Form eines Dreiecks. Sie flacht zum Doppelstachel hin allmählich ab.

Bemerkung: Die Größe und die Form des Doppelstachels sind variabel. Die Form schwankt zwischen sehr langen Stachelenden bis zu zwei kurzen Stachelansätzen. In seltenen Exemplaren sind sekundäre Stacheln im Ringbereich sichtbar. Ihre Genese ist unklar. Kurze Doppelstacheln können möglicherweise durch Lösung im freien Meerwasser oder im obersten Bereich des Sedimentstapels bedingt sein. Die Ursache für die Bildung von ungeregelt angeordneten Sekundärstacheln kann als Zeichen bestimmter ökologischer Bedingungen gewertet werden. Möglicherweise führen Phasen von Kieselsäure-Überkonzentration im Flachwasser zu derartigen Entwicklungen.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg, Trattberg, Regenspitze.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Acanthocircus amissus (SQUINABOL)
Taf. 5, Fig. 7

1914 *Saturnalis amissus* SQUINABOL, S. 296, Taf. 13, Fig. 2, 4, 5 (Oberjura-Mittelkreide, Novale, Vicentin, Italien).
1978 *Acanthocircus amissus* (SQU.) DONOFRIO & MOSTLER, S. 23, Taf. 1, Fig. 1, 10, Taf. 5, Fig. 1–4, 6, 9, Taf. 6, Fig. 4, 6, 8, 11 (mit Synonymie) (Malm-Oberkreide).

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Ovaler Ring mit zwei nach innen springenden Polarstäben im Bereich des kürzeren Durchmessers und zwei nach außen springenden Stacheln im Bereich des längeren Durchmessers. Die Oberfläche der Polarstäbe ist an dem an den Ring angrenzenden Abschnitt glatt. Nach einer Verdickung, etwa in der Stabmitte, welche die Ansatzstellen der Cortikalschale markiert, verjüngen sich die Stäbe und enden spitz. Hier ist die Oberfläche schwach längsgerippt.

Beziehung: *A. amissus* (SQU.) und *A. dicranacanthos* (SQU.) werden durch die Ausbildung der Stacheln unterschieden. Neben reinen Formen lassen sich auch Übergänge in zwei Varianten feststellen:

1. Die Stacheln sind seitlich abgebogen, so daß der Eindruck entsteht, als würde dem Doppelstachel ein Ende fehlen.
2. Die Stacheln sind an einem Ende des Ovals doppelt, am anderen einfach ausgebildet.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg, Trattberg, Regenspitze.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Acanthocircus squinaboli DONOFRIO & MOSTLER
Taf. 5, Fig. 8

1978 *Acanthocircus squinaboli* DONOFRIO & MOSTLER, S. 30, Taf. 3, Fig. 4, 7 (Grenze Unter-/Oberkreide, Mollaro, Nord-Italien).
1984 *Acanthocircus squinaboli* D. & M. SCHAAF, Taf. 33, Fig. 7 (Berrias).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Skulpturierter, längsovaler Ring mit zwei Polarstäben im Bereich des kurzen Durchmessers und Stacheln an den Ringaußenseiten über dem langen Durchmesser. An den Umkehrpunkten befindet sich jeweils ein V-förmiger Doppelstachel. Links und rechts davon liegen einfache spitze Seitenstacheln, so daß insgesamt drei Stacheln auf einer Ringhälfte entwickelt sind. Der Ring zeigt verschiedene Einbuchtungen: im Bereich der Polarstäbe und neben den Seitenstacheln in Richtung auf die Polarstäbe zu. Die Skulptur des Ringes ist derart, daß auf beiden Seiten des gesamten Ringes eine Rippe verläuft, welche die Ringkontur nachzeichnet. Die Basis des Doppelstachels ist eine Verdickung der Ringrippe, welche nach außen keilförmig abflacht.

Beziehung: Die Kontur des Ringes und die Anordnung der Stacheln sind unverwechselbar.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Acanthocircus variabilis (SQUINABOL)
Taf. 5, Fig. 9

1914 *Saturnalis variabilis* SQUINABOL, S. 292, Taf. 22, Fig. 8 (Oberjura-Mittelkreide, Novale, Vicentin, Italien).
1973 *Spongosaturnalis variabilis* (SQU.) MOORE, S. 824, Taf. 6, Fig. 2 (Hauterive-Cenoman, Magellan Rise, Pazifik).
1977 *Acanthocircus variabilis* (SQU.) PESSAGNO, S. 74, Taf. 3, Fig. 6 (Kimmeridge-Untertithon, California Coast Ranges).
1978 *Acanthocircus variabilis* (SQU.) DONOFRIO & MOSTLER, S. 32, Taf. 3, Fig. 6, 10, Taf. 6, Fig. 5, 7 (Oberjura).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Ovaler Ring, der durch eine Verengung (Einzug) in der Mitte in zwei Teile gegliedert ist. Die Verengung liegt an der Stelle, an der zwei Polarstäbe in den Innenraum des Ringes ragen. Über den gesamten Außenrand des Ringes verlaufen Leisten, die sich deutlich abheben. An den Externseiten der Teilringe sitzen je zwei Stacheln nach außen gerichtet, mit variabler Position und Länge. Auf den Polarstäben sind Verdickungen erkennbar, die die Ansatzstellen der Schale darstellen.

Bemerkungen: Die nicht exakt symmetrische Position der Stacheln gibt Anlaß dazu, die Form zu *Acanthocircus variabilis* (SQUINABOL) zu stellen. Es wird der Argumentation von DONOFRIO & MOSTLER (1978) gefolgt, die *Acanthocircus suboblongus* YAO wegen der streng symmetrischen Anordnung der Stacheln von *Acanthocircus variabilis* (SQUINABOL) trennen.

Vorkommen: Trattberg, Gartenau.

Alter: Obertithon – Berrias.

Acanthocircus breviaculeatus DONOFRIO & MOSTLER
Taf. 6, Fig. 5–7

1978 *Acanthocircus breviaculeatus* DONOFRIO & MOSTLER, S. 26, Taf. 1, Fig. 9, Taf. 3, Fig. 12, 14 (Tithon-Unterkreide).
1987 *Acanthocircus breviaculeatus* D. & M. PAVSIC & GORICAN, S. 22, Taf. 2, Fig. 2 (Unterkreide, Vrsnik, West-Slowenien).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Flach- bis hochelliptischer Ring mit 10–12 am Außenrand liegenden Stacheln. Der Ring ist in der Mitte verengt und besitzt am Innenrand eine umlaufende Rippe. An den konkaven Einsprüngen des Ringes sitzen die nach innen gerichteten Polarstäbe. Die Länge der Stacheln variiert stark von kurz bis mäßig lang.

Bemerkung: Die Form tritt in mehreren Varianten auf. Vor allem sind Übergänge zu *Palaeosaturnalis hueyi* (PESSAGNO) zu beobachten, bei denen der Ring breiter und an Teilen berippt ist. DONOFRIO & MOSTLER (1978) verlangen für *Palaeosaturnalis hueyi* völlig glatte Ringe, die im Material der Osterhorngruppe nicht vorhanden sind. Die Zahl der Stacheln ist auf den beiden Teilringen oft nicht gleich. Dies wird auch von PAVSIC & GORICAN (1987) für *Acanthocircus breviaculeatus* DONOFRIO & MOSTLER dokumentiert.

Vorkommen: Gartenau, Schrambach, Trattberg.

Alter: Obertithon – Berrias.

Acanthocircus multidentatus (SQUINABOL)
Taf. 6, Fig. 4

1914 *Saturnalis multidentatus* SQUINABOL, S. 298–299, Taf. 23, Fig. 11–12 (Oberjura-Mittelkreide, Novale, Vicentin, Italien).
1978 *Acanthocircus multidentatus* (SQU.) DONOFRIO & MOSTLER, S. 30, Taf. 3, Fig. 4, 7 (Cenoman).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Elliptischer Ring mit 24 sehr kurzen Stacheln im Bereich des Außenrandes. In der Mitte ist der Ring verengt und dadurch in zwei Hälften geteilt. Die Stacheln sind symmetrisch angeordnet. An der Stelle der Ringverengung ragen die zwei Polarstäbe in den Innenraum. Der Ring besitzt an seinem Innenrand eine deutlich ausgebildete, umlaufende Rippe.

Bemerkung: Die Form hat zwar zwei Stacheln mehr als die von DONOFRIO & MOSTLER (1978) abgebildete, doch gleicht sie ihr in den anderen Merkmalen völlig, so daß eine Bestimmung als *Acanthocircus multidentatus* (SQU.) als gerechtfertigt erscheint.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon – Berrias.

Acanthocircus dendroacanthos (SQUINABOL)
Taf. 6, Fig. 3

1903 *Spongosaturnalis dendroacanthos* SQUINABOL, S. 125, Taf. 9, Fig. 9 (Oberkreide, Teolo, Euganeen, Italien).
1975 *Spongosaturnalis* (?) spp. FOREMAN, S. 612, Taf. 2C, Fig. 6 (Kreide, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1977b *Acanthocircus dendroacanthos* (SQU.) PESSAGNO, S. 31, Taf. 2, Fig. 10, 11 (Obervalangin, California Coast Ranges).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Elliptischer Ring mit 10 Stacheln im Bereich des Außenrandes. Der Ring ist in der Mitte verengt. Die Stacheln sind symmetrisch über die Ringhälften verteilt. Die vier Stacheln, die der Verengung am nächsten liegen, sind gegabelt. Die übrigen Stacheln sind einfach entwickelt. Von der Stelle der Ringverengung aus ragen zwei Polarstäbe in den Innenraum. Der Innenrand des Ringes trägt eine durchlaufende Rippe.

Bemerkung: Das vorliegende Exemplar kommt, obwohl es verdrückt ist, mit seiner Stachelausbildung der Originalabbildung von SQUINABOL (1903) näher als alle in der späteren Literatur als *Acanthocircus dendroacanthos* bestimmten Formen. Obgleich die Anzahl der einfachen Stacheln bei dem Stück der Osterhorngruppe geringer ist, so bedeutet die Gabelung der vier mittleren Stacheln eine vorzügliche Übereinstimmung.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Acanthocircus sp. A
Taf. 6, Fig. 1

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Fragment eines hochovalen Rings. In der Mitte der erhaltenen Seite ist ein deutlicher Einzug (Terminologie DONOFRIO & MOSTLER, 1978: 18) sichtbar, der den Ring in zwei Hälften gliedert. Eine Ringhälfte ist fast vollständig und zeigt im Bereich des Einzuges eine zentral verlaufende Leiste. Die übrigen Teile des Rings sind breit und glatt. Auf der Außenseite des Halbrings entspringen vier kurze Stacheln, so daß mit etwa 8 über den ganzen Ring verteilten Stacheln zu rechnen ist. An der Ringeinschnürung ragt einer der ehemals zwei Polarstäbe in den Innenraum.

Bemerkung: Es gibt in der Literatur keine Form, die mit der oben dargestellten vergleichbar ist. Insbesondere findet sich keine Beschreibung, die auf das nur teilweise Vorhandensein einer Berippung und die auffallende Breite der Ringaußenseite Rücksicht nimmt. Das Exemplar liegt morphologisch zwischen den Gattungen *Acanthocircus* SQUINABOL und *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER. Berippungstyp und Stachelform ähneln entfernt *Acanthocircus breviaculeatus* DONOFRIO & MOSTLER.

Vorkommen: Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Oberberrias – Untervalangin.

Acanthocircus sp. B
Taf. 6, Fig. 2

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Ringhälfte mit 5 ungleich langen Stacheln. Der längste Stachel steht zentral auf der Außenseite. Die Länge der anderen Stacheln nimmt in Richtung Einzug ab. Im Bereich des nicht vollständig erhaltenen Einzuges ist ein kurzer berippter Abschnitt erkennbar. Der Rest des Ringes ist glatt. Die Rippe liegt am Ringinnenrand.

Bemerkung: Aufgrund der Existenz eines kurzen berippten Abschnittes läßt sich der Ring einerseits in die Gattung *Acanthocircus* SQUINABOL, bei höherer Gewichtung der glatten Ringoberseite in der Nähe der Gattung *Palaeosaturnalis* DONOFRIO & MOSTLER einstufen. Ein zentral gelegener, langer Stachel kommt bei verschiedenen *Acanthocircus*-Arten vor, doch findet sich keine eindeutig vergleichbare Form. Das Stück müßte in der Variation von *Acanthocircus tuberosus* DONOFRIO & MOSTLER (1978) oder von *Acanthocircus squinaboli* DONOFRIO & MOSTLER (1978) untergebracht werden. Als Palaeosaturnalide ähnelt es *Saturnalis polymorphus* SQUINABOL (1903) (= *Palaeosaturnalis horridus* [SQU.] DONOFRIO & MOSTLER 1978).

Vorkommen: Gartenau – Marktschellenberg.

Alter: Berrias – Untervalangin.

Familie: Pseudoaulophacidae RIEDEL 1967 emend. PESSAGNO 1972

Typus-Gattung: *Pseudoaulophacus* PESSAGNO 1963

Gattung: *Alievium* PESSAGNO

Typus-Art: *Theodiscus superbus* SQUINABOL 1914

Alievium helenae SCHAAF
Taf. 4, Fig. 5, 6

1980 *Alievium helenae* SCHAAF in BAUMGARTNER et al., S. 49, Taf. 1, Fig. 8 (Valangin-Hauterive, Karpathen, Rumänien).
1981 *Alievium helenae* SCH. SCHAAF, S. 431, Taf. 7, Fig. 9, Taf. 10, Fig. 2a, b (Barreme, Mid Pacific Mountains).
1981 *Alievium helenae* SCH. KOCHER, S. 53, Taf. 12, Fig. 6 (Oberjura-Unterkreide, Südalpen).
1984 *Alievium helenae* SCH. SCHAAF, S. 112, Taf. 13, Fig. 1–3 (Valangin-Barreme, Mid Pacific Mountains).
1984 *Alievium helenae* BAUMGARTNER, S. 755, Taf. 1, Fig. 8–10 (mit Synonymie) (Valangin-Barreme).

Material: 6 Exemplare.

Beschreibung: Kugeliges bis subtriangulares Gehäuse mit drei planar angeordneten triradiaten Stacheln. Die Stachelrippen sind in der Mitte des Stachels blattartig verbreitert. Auf der Oberfläche der Cortikalschale sind dreieckige Porenrahmen („Halmabrett-Muster") ausgebildet. Auf den Kreuzpunkten der Porenrahmen sitzen Knoten. Aus den Knoten entspringen Sekundärstacheln.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg, Schrambach.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Familie: Orbiculiformidae Pessagno 1973
Typus-Gattung: *Orbiculiforma* Pessagno 1973

Gattung *Orbiculiforma* Pessagno 1973 emend. Pessagno 1976
Typus-Art: *Orbiculiforma quadrata* Pessagno 1973

Orbiculiforma mclaughlini Pessagno
Taf. 6, Fig. 8

1977a *Orbiculiforma mclaughlini* Pessagno, S. 74, Taf. 4, Fig. 4–7 (Untertithon, California Coast Ranges).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Ringförmiges Gehäuse mit grobem Maschenwerk aus pentagonalen und hexagonalen Porenrahmen. Kurze periphere Stacheln sind ansatzweise vorhanden. Der zentrale Hohlraum nimmt etwa die halbe Gesamtbreite der Schale ein.

Bemerkung: Dem abgebildeten Stück fehlt, wie bei allen anderen gefundenen Exemplaren, das zentrale Maschenwerk. Seine vormalige Existenz kann am unregelmäßig ausgebildeten Innenrand des Ringes als Ansatzstelle dieses sehr flachen Gehäuseteils nachgewiesen werden. Die sich mit der Originalabbildung von Pessagno (1977) ergebenden Differenzen in den Proportionen des Rings zum Innenraum dürften innerhalb der Variabilität der Art liegen.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Oxford?, Tithon – Berrias.

Orbiculiforma lowreyensis Pessagno
Taf. 6, Fig. 9

1977a *Orbiculiforma lowreyensis* Pessagno, S. 74, Taf. 3, Fig. 15–16, Taf. 4, Fig. 1–3 (Mitteltithon, California Coast Ranges).

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Scheibenförmiges Gehäuse mit einer zentralen Vertiefung, die etwa ein Drittel des Gesamtdurchmessers einnimmt. Das Porenmuster ist allgemein fein und besteht aus rundlichen bis polygonalen Porenrahmen. Die größten Poren sind rundlich und liegen auf dem ringförmigen Grat der Gehäuseober- und -unterseite. Die Schale fällt von diesem Grat in Richtung der zentralen Vertiefung steil, in Richtung Außenrand flach ab.

Vorkommen: Kaltenhausen.

Alter: Obertithon.

Orbiculiforma sp. cf. *O. lowreyensis* Pessagno
Taf. 6, Fig. 10

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Scheibenförmiges Gehäuse mit einer zentralen Vertiefung. Das Maschenwerk besteht aus kleinen rundlichen Poren. Der Durchmesser der Vertiefung beträgt etwa die Hälfte des Gesamtdurchmessers. Die zentrale Füllung fehlt teilweise. Von dem auf beiden Seiten vorkommenden ringförmigen Grat fällt die Oberfläche des Gehäuses zur zentralen Vertiefung hin steil, zur Außenseite hin flach ab.

Vorkommen: Kaltenhausen.

Alter: Berrias.

Orbiculiforma (?) sp.
Taf. 6, Fig. 11

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Scheibenförmiges Gehäuse mit einer zentralen Vertiefung, deren Struktur durch Sedimentverfüllung verhüllt ist. Der ringförmige Rest der Schale zeigt ein sehr grobes Muster aus tetragonalen und pentagonalen Porenrahmen. Auf den Kreuzpunkten der Porenrahmen sitzen Knoten. Der Durchmesser der zentralen Vertiefung nimmt etwa ein Drittel bis die Hälfte des Gesamtdurchmessers ein.

Bemerkung: Keine der bisher publizierten *Orbiculiforma*-Arten besitzt ein derart grobes Maschenwerk. Originalbeschreibung (Pessagno, 1973) und Emendation (Pessagno, 1976) lassen die Porengröße offen. Trotzdem ist es fraglich, ob die beschriebene Form auch wegen der speziellen Porenform und der Existenz von Knoten auf den Kreuzpunkten der Porenrahmen zu *Orbiculiforma* gestellt werden kann.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Oxford – Kimmeridge?

Familie Hagiastridae Riedel 1971 emend. Baumgartner 1980
Typus-Gattung: *Hagiastrum* Haeckel 1881

Unterfamilie Tritrabinae Baumgartner 1980
Typus-Gattung: *Tritrabs* Baumgartner 1980

Gattung *Ditrabs* Baumgartner 1980

Typus-Art: *Amphibrachium sansalvadorensis* Pessagno 1971

Ditrabs sansalvadorensis (Pessagno) Baumgartner
Taf. 7, Fig. 1, 2

1971 *Amphibrachium sansalvadorensis* Pessagno, S. 21, Taf. 19, Fig. 9, 10 (Tithon, Blake Bahama Basin, Nord-Atlantik).
1980 *Ditrabs sansalvadorensis* (P.) Baumgartner et al., S. 52, Taf. 2, Fig. 9 (Berrias-Hauterive, Lombardisches Becken, Nord-Italien).
1984 *Ditrabs sansalvadorensis* (P.) Baumgartner, S. 761, Taf. 2, Fig. 21.
1984 *Ditrabs peregrinum* (Parona) Schaaf, Taf. 32, Fig. 3; (Valangin).
1987 *Ditrabs sansalvadorensis* (P.) Pavsic & Gorican, S. 24, Taf. 2, Fig. 8 (Unterkreide, Vrsnik, West-Slowenien).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Zweiarmiger Hagiastride mit kugeligen und rautenförmigen Armenden. Die Länge der Arme eines Gehäuses ist häufig unterschiedlich. Das Zentralfeld ist durch eine leichte Verdickung und unregelmäßiges Porenmuster gekennzeichnet. Die Arme besitzen einen tritrabiden Querschnitt: sechs kräftige Rippen ziehen, ein gleichmäßiges Sechseck bildend, vom Zentralfeld zu den Armenden. Die Rippen tragen mehr oder weniger kräftige Knoten. Die Anzahl der Knoten entspricht der der Poren, die in einer alternierenden Doppelreihe zwischen den Rippen entwickelt sind.

Das Porenmuster der verdickten Armenden ist grobporös bis annähernd spongiös (letzteres wahrscheinlich diagenetisch bedingt).

Bemerkung: Durch das Fehlen von Stacheln ist die Qualität der Exemplare zwar nicht besonders gut, doch sprechen die vorhandenen Stachelansätze und die Dimensionen völlig für *Ditrabs sansalvadorensis*. Problematisch ist die Tatsache, daß bei einigen der beobachteten Formen ein Armende mit rautenförmigem Umriß vorkommt, wie dies bei „*Amphibrachium*" *ossiforme* Muzavor (1977) und *Tritrabs elongatum* (Rüst) Baumgartner (1980) charakteristisch ist. Leider kann wegen der zu geringen Menge und dem schlechten Erhaltungszustand des vorhandenen Materials nicht abgeschätzt werden, welchen Wert eine taxonomische Unterscheidung der beiden Armenden-Typen hat.

Vorkommen: Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Berrias – Untervalangin.

Gattung *Tritrabs* Baumgartner 1980

Typus-Art: *Paronaella (?) casmaliaensis* Pessagno 1977a

Tritrabs ewingi (Pessagno) s. l.

Tritrabs ewingi (Pessagno) s. l. soll einen Sammelbegriff für alle Formen um *Tritrabs ewingi* (Pessagno), *Tritrabs hayi* (Pessagno), *Tritrabs worzeli* (Pessagno) und die kleinen Tritrabiden, welche als Jugendformen der größeren *Tritrabs*-Arten angesehen werden können, darstellen.

Diagnose: Dreiarmige Hagiastriden mit tritrabidem Armquerschnitt: Sechs knotige Längsrippen alternieren mit Doppelreihen wechselständiger Porenrahmen. Die Winkel zwischen den Armen betragen annähernd 120 Grad. Das Zentralfeld ist klein. Die darauf liegenden Rippen laufen zentral in unregelmäßigen Mustern zusammen. Dazwischen kommen einige runde Poren vor. Die Armenden sind verdickt, rundlich bis herzförmig. Das Porenmuster der Armenden zeigt unregelmäßig verteilte hexagonale bis polygonale Porenrahmen. Auf den Armenden sitzen unterschiedlich große Primärstacheln.

Beziehung: Armendenverdickung, Anzahl und Position der Primärstacheln sind die Unterscheidungsmerkmale der im folgenden behandelten Unterarten: *Tritrabs ewingi ewingi* (Pessagno), *Tritrabs ewingi worzeli* (Pessagno), *Tritrabs ewingi mimina* n. ssp. Baumgartner (1980) betont die Ähnlichkeit zwischen *Tritrabs hayi* (P.) und *Tritrabs worzeli* (P.), so daß hier vorgeschlagen wird, diese beiden Formen ebenfalls auf dem Unterart-Niveau zu trennen: *Tritrabs ewingi hayi* (Pessagno) und *Tritrabs ewingi worzeli* (Pessagno). Erstere Variante ist im Material der Osterhorngruppe nicht eindeutig überliefert.

Tritrabs ewingi (Pessagno) s. l. wird *Tritrabs exotica* (Pessagno), *Tritrabs rhododactylus* Baumgartner und *Tritrabs casmaliaensis* (Pessagno) gegenübergestellt. Die Unterscheidungsmerkmale werden unter den drei letztgenannten Arten angeführt.

Tritrabs ewingi ewingi (Pessagno)
Taf. 7, Fig. 3, 4

1971 *Paronaella* (?) *ewingi* Pessagno, S. 47, Taf. 19, Fig. 2–5 (Tithon, Blake Bahama Basin, Nord-Atlantik).
1977a *Paronaella* (?) *ewingi* P. Pessagno, S. 70, Taf. 1, Fig. 14–15 (Untertithon, California Coast Ranges).
1980 *Tritrabs ewingi* (P.) Baumgartner, S. 293, Taf. 4, Fig. 5, 7, 17 (Oberbathon-Unterkreide, Argolis, Griechenland).
1984 *Tritrabs ewingi* (P.) Baumgartner, S. 791, Taf. 10, Fig. 11 (Oberbathon-Unterkreide).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmige Hagiastriden mit tritrabidem Armquerschnitt: Sechs starke, knotige Längsrippen alternieren mit Doppelreihen triangularer Porenrahmen. Die Poren sind wechselständig. Die Armenden sind verdickt. Sie besitzen ein unregelmäßiges Porenmuster mit sechseckigen und polygonalen Porenrahmen. An der Außenseite der Armenden sitzen meist mehrere (3 bis 5) unterschiedlich lange Primärstacheln. Auf dem sehr kleinen Zentralfeld laufen die Längsrippen in variablen Mustern, meist ein Dreieck bildend, zusammen. Einige Exemplare zeigen auf den Längsrippen kleine Sekundärstacheln.

Bemerkung: Die Anzahl der Primärstacheln auf den Armenden ist nur in sehr seltenen Fällen annähernd vollständig erhalten. Neben den großen Gehäusen von *Tritrabs ewingi ewingi* (P.) kommen im gleichen Material kleinere, aber häufigere *Tritrabs*-Formen vor, welche als *Tritrabs ewingi minima* n. ssp. benannt werden. Sie besitzen vergleichbare Proportionen, ihre Armenden sind jedoch unbestachelt. Durch diese Ähnlichkeit besteht Grund zur Annahme, daß es sich bei dieser kleineren Variante um Jugendformen von *Tritrabs ewingi ewingi* (P.) oder vielleicht auch von *Tritrabs ewingi hayi* (P.) handeln könnte.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg, Trattberg, Schrambach, Regenspitze, Schmittenstein.

Alter: Oxford?, Tithon – Untervalangin.

Tritrabs ewingi worzeli (Pessagno)
Taf. 7, Fig. 5

1971 *Paronaella* (?) *worzeli* Pessagno, S. 50, Taf. 19, Fig. 6 (Tithon, Blake Bahama Basin, Nord-Atlantik).
1980 *Paronaella* (?) *worzeli* P. Holzer, S. 160, Taf. 1, Fig. 18, Taf. 2, Fig. 10, 11 (Berrias-Valangin, Nördliche Kalkalpen, Österreich).
1980 *Tritrabs worzeli* (P.) Baumgartner, S. 294, Taf. 4, Fig. 8 (Oxford-Tithon, Argolis, Griechenland).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit tritrabidem Armquerschnitt. Zwischen den 6 Längsrippen liegen Doppelreihen wechselständig angeordneter, triangularer Porenrahmen. Die Armenden sind deutlich kugelig bis herzförmig verdickt. Sie besitzen hexagonale bis polgonale Porenmuster mit unregelmäßiger Verteilung. Auf jedem Armende befindet sich distal ein kräftiger Primärstachel mit triradiater Basis. Ansatzstellen kleinerer Primärstacheln sind über das gesamte Armende verteilt sichtbar. Das kleine Zentralfeld ist durch das Zusammenlaufen von drei Längsrippen gekennzeichnet, die sich undeutlich zwischen unregelmäßig verteilten rundlichen Poren vereinigen.

Beziehung: Der wesentliche Unterschied zwischen *Tritrabs ewingi worzeli* (PESSAGNO) und *Tritrabs hayi* (PESSAGNO) liegt in der Breite der Armenden. Letztgenannte Art hat kaum verdickte Armenden. BAUMGARTNER (1980) stellt Übergänge zwischen den beiden Formen fest. Dies kann am Material der Osterhorngruppe teilweise bestätigt werden. Die Einschränkung besteht darin, daß die Variabilität um die Form *Tritrabs ewingi worzeli* (PESSAGNO) entwickelt ist, aber nie der Endzustand von *Tritrabs hayi* (PESSAGNO) erreicht wird.

Vorkommen: Regenspitze, Kaltenhausen, Schrambach, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Tritrabs ewingi minima n. ssp.
Taf. 7, Fig. 6

Material: über 100 Exemplare.

Diagnose: Gehäuse entspricht der Definition der Gattung von *Tritrabs ewingi* (PESSAGNO) s. l.: Tritrabider Hagiastride mit verdickten Armenden. Die Armenden tragen keine Primärstacheln. Die Proportionen gleichen denen von *Tritrabs ewingi ewingi* (PESSAGNO). Die Dimensionen sind deutlich kleiner.

Differential-Diagnose: *Tritrabs ewingi minima* n. ssp. unterscheidet sich von den anderen *Tritrabs ewingi*-Unterarten durch das Fehlen von Primärstacheln und die deutlich geringeren Dimensionen.

Bemerkung: Die „kleine Form“ von *Tritrabs ewingi* (PESSAGNO) tritt zusammen mit den großen Gehäusen von *Tritrabs ewingi ewingi* (PESSAGNO) auf. Es lassen sich Übergänge zwischen den stachellosen Exemplaren des erstgenannten Taxons und den voll ausgebildeten Formen des letztgenannten feststellen. So setzt mit der Zunahme der Dimensionen die Bestachelung ein. Ob es sich bei beiden Gruppen um getrennte Arten oder ontogenetische Stadien handelt, kann nicht bestimmt werden. Aufgrund der festgestellten Merkmalsbeziehung (Größerwerden und Stachelausbildung) ist aber die Tatsache denkbar, daß es sich bei *Tritrabs ewingi minima* n. ssp. um die Jugendformen von *Tritrabs ewingi ewingi* (PESSAGNO) handeln könnte. Dem wird durch eine Unterscheidung beider Formen auf dem Unterart-Niveau Rechnung getragen.

Derivatio nominis: Minimus = klein. Damit wird auf die geringen Dimensionen dieser Form hingewiesen.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen	
Länge Arme	240	240	260
Breite Arme	60	50	60
Breite Armenden	120	90	120
BSP Prot. Nr.	5019	5020	5021

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer-Schichten und „Neokom“-Aptychen-Schichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon-Untervalangin).

Locus typicus: Trattberg, Profil TE, Probe TE 1, an der Straße zwischen Vordertrattberg- und Hintertrattberg-Alm (Salzburg).

Vorkommen: Regenspitze, Schmittenstein, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Tritrabs rhododactylus BAUMGARTNER
Taf. 7, Fig. 7

1980 *Tritrabs rhododactylus* BAUMGARTNER, S. 294, Taf. 4, Fig. 12–15, Taf. 11, Fig. 15 (Callov-Tithon, Argolis, Griechenland).
1981 *Tritrabs rhododactyla* B. KOCHER, S. 106, Taf. 17, Fig. 22 (Oberjura, Südalpen).
1984 *Tritrabs rhododactylus* B. BAUMGARTNER, S. 791, Taf. 10, Fig. 13 (Bathon-Berrias).

Material: 7 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmige Hagiastriden mit tritrabidem Armquerschnitt. Die ungleich langen Arme stehen in unterschiedlichen Winkeln zueinander. Zwischen den 6 knotigen Längsrippen liegen Doppelreihen alternierend stehender Porenrahmen. Die Armenden sind verdickt. Sie tragen fächerförmig angeordnete Primärstacheln. Deren Anzahl schwankt zwischen 3 und 7.

Beziehung: Die Formen der Osterhorngruppe entsprechen ziemlich genau den Beschreibungen von BAUMGARTNER (1980). Sie sind lediglich etwas größer. *Tritrabs rhododactylus* B. stellt nach BAUMGARTNER (1980) eine Sammelgruppe für alle Varianten innerhalb der gegebenen Beschreibung dar. Am vorliegenden Material konnte ebenfalls die starke Variabilität der Winkel zwischen den Armen und der Anzahl der Primärstacheln festgestellt werden.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Tritrabs exotica (PESSAGNO)
Taf. 7, Fig. 8–10

1977a *Paronaella* (?) *exotica* PESSAGNO, S. 70, Taf. 1, Fig. 12–13 (Untertithon, California Coast Ranges).
1980 *Tritrabs exotica* (P.) BAUMGARTNER, S. 294, Taf. 4, Fig. 16 (Callov-Tithon, Argolis, Griechenland).

Material: mehr als 50 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit tritrabidem Armquerschnitt. Zwischen den 6 sehr kräftigen Längsrippen liegen tief eingesenkt Doppelreihen wechselständiger Poren. Die Armenden sind kugelig und zeigen ein unregelmäßiges Muster rundlicher Porenrahmen. Das Zentralfeld ist sehr groß und hat die Form eines Dreiecks. Die Längsrippen der Arme verlieren sich beim Eintritt in das Zentralfeld in einem irregulären Muster unterschiedlich großer, polygonaler und rundlicher Porenrahmen. Auf den Kreuzungspunkten der Porenrahmen sind relativ starke Knoten entwickelt. Einige Exemplare zeigen stachelförmige Armverlängerungen. Die Winkel zwischen den Armen betragen etwa 120 Grad.

Beziehung: Die Exemplare von *Tritrabs exotica* (PESSAGNO) der Osterhorngruppe stimmen gut mit den von PESSAGNO (1977) und BAUMGARTNER (1980) beschriebenen und abgebildeten Typen überein. Unterschiede gibt es nur in den Dimensionen des Zentralfeldes, das bei den Formen der Osterhorngruppe größer und komplexer entwickelt ist.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg, Regenspitze.

Alter: Kimmeridge – Berrias.

Tritrabs casmaliaensis (PESSAGNO)
Taf. 8, Fig. 1–3

1977a *Paronaella* (?) *casmaliaensis* PESSAGNO, S. 69, Taf. 1, Fig. 6–8 (Untertithon, California Coast Ranges).
1980 *Tritrabs casmaliaensis* (P.) BAUMGARTNER, S. 293, Taf. 1, Fig. 10, Taf. 4, Fig. 11, Taf. 11, Fig. 10 (Callov-Tithon, Argolis, Griechenland).
1981 *Tritrabs casmaliaensis* (P.) KOCHER, S. 105, Taf. 17, Fig. 18 (Oberjura, Südalpen).
1984 *Tritrabs casmaliaensis* (P.) BAUMGARTNER, S. 791, Taf. 10, Fig. 9 (Callov-Kimmeridge).

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit tritrabidem Armquerschnitt. Zwischen 6 knotigen Längsrippen liegen Doppelreihen alternierender Poren. Die Form der Poren ist rundlich bis subtriangular, die der Porenrahmen dreieckig. Die Arme stehen annähernd im 120-Grad-Winkel zueinander. Das Zentralfeld zeigt ein dreieckiges Areal, das von drei sich teilenden und gegenseitig verbindenden Längsrippen gebildet wird. Innerhalb des Dreiecks liegen kleine runde, unregelmäßig angeordnete Poren. Die Armenden sind wenig verdickt, abgeflacht oder rundlich. Primärstacheln sind auf den Externseiten der Armenden ausgebildet. Sie liegen in der Armebene.

Bemerkung: Die Originalabbildungen von PESSAGNO (1977) zeigen wenig verdickte Armenden und drei regelmäßig angeordnete Primärstacheln: einen kleinen zentralen und zwei größere, nach außen gebogene externe. BAUMGARTNER (1980) bildet Formen mit kugelig verdickten Armenden ab. Leider konnte bei den Exemplaren der Osterhorngruppe keine vollständige Stachelerhaltung gefunden werden. Außer den beiden Externstacheln waren lediglich die Ansatzstellen des Zentralstachels vorhanden. Im übrigen stimmen die Gehäusemerkmale mit den von PESSAGNO (1977) und BAUMGARTNER (1980) beschriebenen überein.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Gartenau.

Alter: Oxford?, Tithon – Berrias.

Tritrabs sp.
Taf. 8, Fig. 4, 5

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit tritrabidem Armquerschnitt. Zwischen 6 Längsrippen liegen eingesenkt Porenreihen. Wegen der schlechten Erhaltung kann eine Doppelreihigkeit nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Das Zentralfeld ist klein und durch das Zusammenlaufen von drei Längsrippen der Arme gekennzeichnet. Die Armenden sind kugelig und mit zwei in der Armebene liegenden externen Primärstacheln versehen. Das Porenmuster der Armenden ist unregelmäßig mit runden Poren und schwach entwickelten Knoten. Distal sitzen an den Enden zweier Arme Armverlängerungen. In einem Fall besteht die Armverlängerung aus einem kurzen sechsrippigen Teil, der mit drei im 120-Grad-Winkel angeordneten Stacheln endet. Im anderen Fall wird die Sechsrippigkeit der Armverlängerung nur angedeutet, wobei auch nur ein Endstachel erhalten ist.

Bemerkung: Die Form ähnelt *Tritrabs ewingi* PESSAGNO, unterscheidet sich aber durch die sechsrippigen Armverlängerungen. Dieses besondere Merkmal der Armverlängerung tritt über dem Salzstock von Gartenau auf.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Gattung *Archaeotritrabs* n. gen.

Typus-Art: *Archaeotritrabs gracilis* n. sp.

Diagnose: Dreiarmiger Hagiastride mit 6 Längsrippen, die einen hexagonalen Armequerschnitt erzeugen. Die Längsrippen sind knotig. Zwischen ihnen verlaufen insgesamt 6 Reihen einfacher Porenrahmen. Die Armenden sind verbreitert und besitzen einen rundlichen bis trapezförmigen Umriß. Die Armenden können bestachelt sein.

Differential-Diagnose: Die Gattung *Archaeotritrabs* n. gen. unterscheidet sich von den Gattungen der Tritrabinae durch die einfachen Porenreihen zwischen den Längsrippen.

Bemerkung: Nach BAUMGARTNER (1980: 293) sind die Tritrabinae durch Doppelporenreihen streng definiert. Insofern ist es fraglich, ob die vorliegenden Formen aufgrund des hexagonalen Armquerschnitts zu den Tritrabinen gestellt werden dürfen. Der morphologische Spielraum müßte dann für diese Gruppe auf das Vorhandensein einfacher Porenreihen erweitert werden. Anderenfalls wäre die Schaffung einer zusätzlichen Unterfamilie notwendig, um den einfachen Porenreihen den gleichen Rang einzuräumen wie den Doppelporenreihen. Dies ist aber aufgrund des noch viel zu geringen Materials derzeit nicht möglich.

Derivatio nominis: Archaios = alt. Bezeichnung für die eventuelle Vorläuferform der Gattung *Tritrabs*.

Enthaltene Arten: *Archaeotritrabs gracilis* n. sp.

Archaeotritrabs gracilis n. sp.
Taf. 8, Fig. 6–8

Material: 3 Exemplare.

Diagnose: Dreiarmiger Hagiastride mit 6 Längsrippen im Bereich der Arme und hexagonalem Armquerschnitt. Zwischen den Längsrippen verlaufen einfache Reihen rechteckiger Poren. Im sehr kleinen Zentralfeld treffen die Längsrippen der Gehäuseober- und -unterseite zusammen. Die Armenden sind rautenförmig erweitert. Auf den drei externen Spitzen jedes Armendes sitzen drei Primärstacheln mit triradiater Basis.

Differential-Diagnose: Alle bislang gefundenen Exemplare der Gattung *Archaeotritrabs* n. gen. haben die gleichen Merkmale und gehören somit einer Art an.

Derivatio nominis: Gracilis = zart, zerbrechlich. Der Begriff soll die sehr schlanken Arme des Gehäuses charakterisieren.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen	
Länge Arme	310	300	350
Breite Arme	40	50	50
Breite Armenden	120	125	125
Länge Primärstacheln	50	50	60
BSP Prot. Nr.	5016	5017	5018

Stratum typicum: Aptychen-Schichten (Oberalmer-Schichten und „Neokom"-Aptychen-Schichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Untervalangin).

Locus typicus: Trattberg, Profil TE, Probe TE 4, an der Straße Vordertrattberg- zur Hintertrattberg-Alm (Salzburg).

Vorkommen: Trattberg, Gartenau, Marktschellenberg.

Genus *Tetratrabs* BAUMGARTNER 1980

Typus-Art: *Tetratrabs gratiosa* BAUMGARTNER 1980

Tetratrabs sp. A

Taf. 8, Fig. 9

Material: 8 Exemplare.

Beschreibung: Vierarmiger Hagiastride mit tritrabidem Armquerschnitt. 6 knotige Längsrippen alternieren mit 6 Doppelreihen wechselständiger triangularer Porenrahmen. Auf dem Zentralfeld sitzen unregelmäßig verteilte Knoten. Armenden sind nicht erhalten. Ein Arm zeichnet sich durch Rippenspaltung und Störung des regelmäßigen Porenmusters aus.

Bemerkung: Das Exemplar ist eines der wenigen aus der Gattung *Tetratrabs* BAUMGARTNER. Auffallend sind die wohl pathogenen Armveränderungen.

Vorkommen: Trattberg, Regenspitze, Kaltenhausen.

Alter: Tithon – Berrias.

Tetratrabs sp. B

Taf. 8, Fig. 10

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Vierarmiger Hagiastride mit tritrabidem Armquerschnitt. 6 knotige Längsrippen alternieren mit 6 Doppelreihen wechselständiger triangularer Poren. Die Arme sind leicht nach rechts verdreht. Ein Arm steht senkrecht auf der Ebene der drei übrigen Arme. Die Armenden sind verbreitert. Stacheln sind nicht überliefert. In einem Fall kann eine Armteilung beschrieben werden.

Bemerkung: Aufgrund des Fehlens von Armenden-Strukturen können die Formen keiner bekannten Art zugeordnet werden. Es treten jedoch immer wieder Stücke auf, bei denen ein Arm rechtwinklig aus der Äquatorebene des Gehäuses ragt. Bislang gibt es keine Untersuchungsergebnisse, die Anlaß dazu geben, dieses Merkmal für die systematische Einstufung zu verwerten. Vielmehr müssen diese Erscheinungen, genauso wie die Armteilung, als pathogen angesehen werden.

Vorkommen: Kaltenhausen.

Alter: Berrias.

Unterfamilie Hagiastrinae RIEDEL 1971 emend. BAUMGARTNER 1980

Typus-Gattung: *Hagiastrum* HAECKEL 1881 emend. BAUMGARTNER 1980

Gattung *Homoeoparonaella* BAUMGARTNER 1980

Typus-Art: *Paronaella elegans* PESSAGNO 1977a

Homoeoparonaella tricuspidata (RÜST)

Taf. 9, Fig. 1, 2

1898 *Chitonastrum tricuspidatum* RÜST, S. 29, Taf. 9, Fig. 8 (Oberjura, Cittiglio, Laveno, Nord-Italien).

1981 *Homoeoparonaella tricuspidata* (R.) SCHAAF, S. 435, Taf. 14, Fig. 5 (Unterapt, Mid Pacific Mountains).

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit hagiastrinem Armquerschnitt: 8 knotige Längsrippen alternieren mit einfachen Reihen rechteckiger Poren. Die Armenden sind kugelig bis pilzförmig verbreitert. Sie besitzen ein unregelmäßiges Muster polygonaler Porenrahmen. Drei Primärstacheln sitzen auf den Armenden in der Gehäuseebene.

Bemerkung: Die Exemplare der Osterhorngruppe stimmen nach Abbildung und Beschreibung gut mit den Formen von RÜST (1898) überein.

Vorkommen: Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Berrias.

Homoeoparonaella argolidensis BAUMGARTNER emend.

Taf. 9, Fig. 3, 4

1980 *Homoeoparonaella argolidensis* BAUMGARTNER, S. 288, Taf. 2, Fig. 1, 8–12; Taf. 11, Fig. 2 (Oberbathon-Tithon, Argolis, Griechenland).

1981 *Homoeoparonaella argolidensis* B. KOCHER, S. 71, Taf. 14, Fig. 10 (Oberjura, Südalpen).

1984 *Homoeoparonaella argolidensis* B. BAUMGARTNER, S. 768, Taf. 4, Fig. 15 (Oberbathon-Mitteltithon).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit hagiastrinem Armquerschnitt. Die Cortikalschale zeigt ein regelmäßiges Muster von 10 Längsrippen, die untereinander durch 16–18 Querleisten verbunden sind. Dadurch werden rechteckige Porenrahmen gebildet, die über rundlichen Poren liegen. Die Armenden sind leicht verdickt. Sie tragen wenige große polygonale Poren. Von den Kreuzpunkten der Porenrahmen der Armenden entspringen bis zu 6 unterschiedlich lange Primärstacheln, wobei die größten zentral (1) und extern (2) in der Armebene positioniert sind. Auf den Kreuzpunkten der Porenrahmen der Arme sitzen rundum unregelmäßig verteilt kleinere Sekundärstacheln. Die Winkel zwischen den Armen betragen ca. 120 Grad. Bei den meisten Exemplaren sind die Arme von distal gesehen nach rechts verdreht. Dabei lassen sich jedoch Unterschiede dahingehend feststellen, daß es Gehäuse gibt, bei denen alle drei Arme Drehung zeigen, solche, bei denen nur zwei Arme gedreht sind, und solche, bei denen ein Arm gedreht ist. Die anderen Arme dieser Formen haben geraden Verlauf.

Emendierung: Die Diagnose von *Homoeoparonaella argolidensis* Baumgartner wird dahingehend erweitert, daß die Oberflächenskulptur der Arme nicht nur rechtsgedrehten, sondern auch geraden Verlauf besitzen kann.

Bemerkung: Baumgartner (1980) definiert *Homoeoparonaella argolidensis* mit einer Rechtsdrehung der Oberflächenstrukturen der Arme. Seine Figur 1 auf Tafel 2 zeigt zwei Arme mit deutlich geradem und einen Arm mit fast geradem Verlauf der Längsrippen. Dies dürfte der auch an den Faunen der Osterhorngruppe feststellbaren Variabilität von *Homoeoparonaella argolidensis* B. entsprechen. Demnach müßte die Diagnose von *Homoeoparonaella argolidensis* B. auf das Vorhandensein von gerade strukturierten Armen erweitert werden oder es müßten zwei Unterarten geschaffen werden, welche durch einerseits geraden, andererseits gedrehten Verlauf gekennzeichnet sind. Da bisher keine Form gefunden wurde, die völlig gerade angeordnete Skulptur der Cortikalschale aufweist, wird *Homoeoparonaella argolidensis* B. wie oben emendiert.

Vorkommen: Regenspitze, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Oxford?, Tithon – Berrias.

Homoeoparonaella elegans (Pessagno)
Taf. 9, Fig. 5, 6

1977a *Paronaella elegans* Pessagno, S. 70, Taf. 1, Fig. 10–11 (Untertithon, California Coast Ranges).
1980 *Homoeoparonaella elegans* (P.) Baumgartner, S. 289, Taf. 2, Fig. 2–6, Taf. 11, Fig. 6 (Mittelcallov-Tithon, Argolis, Griechenland).
1981 *Homoeoparonaella elegans* (P.) Kocher, S. 72, Taf. 14, Fig. 11 (Obercallov-Oberjura, Südalpen).
1984 *Homoeoparonaella elegans* (P.) Baumgartner, S. 768, Taf. 4, Fig. 16 (Obercallov-Untertithon).

Material: 8 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit hagiastrinem Armquerschnitt. Etwa 10 knotige Längsrippen ziehen mit leichter Rechtsdrehung vom meist schlecht erhaltenen Zentralfeld zu den Armenden. Die Armenden sind keulenartig verdickt. An ihrem distalen Ende sitzt ein großer zentraler Primärstachel mit einer triradiaten Basis. Das Muster der polygonalen Poren der Armenden ist teils unregelmäßig, teils regelmäßig orthogonal entwickelt.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Oxford?, Tithon – Berrias.

Homoeoparonaella sp. aff. *H. elegans* (Pessagno)
Taf. 9, Fig. 7

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit hagiastrinem Armquerschnitt. Die Cortikalschale besitzt im Bereich der Arme und dem Proximalabschnitt der verdickten Armenden 10–12 leicht rechtsgedrehte knotige Längsrippen. Der Distalteil der Armenden ist durch eine unregelmäßige Verteilung der polygonalen Poren gekennzeichnet. Am äußersten Punkt der Armenden sitzt jeweils ein großer Primärstachel mit triradiater Basis. Die Winkel zwischen den Armen betragen etwa 120 Grad. Zwei Arme besitzen neben dem Zentralstachel noch einen kleineren Primärstachel, der in der Armebene liegt. Diese beiden Stacheln sind aufeinander zu gerichtet. Der dritte Arm trägt ebenfalls neben dem Zentralstachel einen kleineren Primärstachel. Dieser liegt jedoch nicht in der Armebene, sondern er steht senkrecht auf einer der Gehäuseseiten. Dadurch wird eine bilaterale Symmetrie mit Spiegelebene durch den letztgenannten dritten Arm erzeugt.

Bemerkung: Die Form unterscheidet sich von *Homoeoparonaella elegans* (P.) durch den Besitz der zusätzlichen, kürzeren Primärstacheln. Da die übrigen Bestimmungsmerkmale mit der Originalbeschreibung übereinstimmen, wird sie in die Verwandtschaft von *Homoeoparonaella elegans* (P.) gestellt.

Vorkommen: Kaltenhausen.

Alter: Berrias.

Homoeoparonaella sp. A
Taf. 9, Fig. 8

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit hagiastrinem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme besitzt 12–14 Längsrippen, die, leicht rechtsgedreht, bis in den Proximalabschnitt der Armenden reichen. Die Längsrippen sind in mehr oder weniger gleichen Abständen von durchlaufenden Querleisten miteinander verbunden. Dadurch wird ein annähernd orthogonales Muster rechteckiger und rundlicher Porenrahmen erzeugt. Das Zentralfeld besitzt im Bereich des Zusammenlaufens der Längsrippen ein unregelmäßiges Porenmuster. Die Winkel zwischen den Armen betragen etwa 120 Grad. Die kugeligen Armenden zeigen im Distalteil eine irreguläre Anordnung der polygonalen Poren. Auf den Armenden sind keine Primärstacheln entwickelt.

Bemerkungen: Die Form entspricht im äußeren Umriß *Paronaella kotura* Baumgartner (1980). Sie unterscheidet sich von ihr durch die regelmäßige Anordnung der Querleisten, welche die Längsrippen miteinander verbinden, wodurch sich die Zugehörigkeit zur Gattung *Homoeoparonaella* Baumgartner ergibt. Variationen zwischen dem oben beschriebenen Gehäusetyp und *Paronaella kotura* B. sind denkbar.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen.

Alter: Tithon.

Homoeoparonaella (?) sp. B
Taf. 9, Fig. 9

Material: Mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit hagiastrinem Armquerschnitt. 10 Längsrippen verlaufen gerade vom Zentralfeld zu den Armenden. Zwischen den Längsrippen liegen in der Tiefe Doppelreihen unregelmäßig alternierender rundlicher Porenrahmen. Über diesen Poren befinden sich fast an der Oberfläche der Cortikalschale vereinzelte Querleisten, welche die Längsrippen miteinander verbinden. Im Zen-

tralfeld ist ein unregelmäßiges Muster von polygonalen Poren und verschieden großen Knoten ausgebildet. Die Armenden sind schwach kugelig verdickt. Sie tragen wenige ungleich große Primärstacheln. Die Stachelanzahl dürfte ursprünglich höher (wohl bis zu 5) gewesen sein, der schlechte Erhaltungszustand hinterläßt am vorhandenen Stück nur drei Stacheln mit triradiater Basis.

Bemerkungen: Das Exemplar ist eine Übergangsform zwischen den Homoeoparonaellen (10 Längsrippen und oberflächennahen Querleisten) und den tritrabiden Hagiastriden (alternierende Doppelporenreihen). Aufgrund des größeren Anteils an Übereinstimmungen mit *Homoeoparonaella* wird das Stück fraglich zu dieser Gattung gestellt. Bislang kann wegen der fehlenden Faunenmenge noch nicht geklärt werden, ob es breit gestreute Variationen zwischen den tritrabiden und den hagiastrinen Hagiastriden gibt.

Vorkommen: Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Obertithon – Untervalangin.

Homoeoparonaella (?) sp. C
Taf. 9, Fig. 10, 11

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit 8 Längsrippen im Armbereich. Zwischen den Längsrippen liegen in breiten Kanälen teils alternierende Doppelporenreihen, teils Einfachporenreihen mit variierenden Umrissen der Porenrahmen. An einigen Stellen liegen die Doppelporenreihen und die Stege der Einfachporenrahmen übereinander, so daß ein zweischichtiger Bau entwickelt ist. Die Stege der Einfachporen bilden die äußerste Lage der Cortikalschale. Der Verlauf dieser Stege ist schräg oder senkrecht zu den Längsrippen. Auf den Kreuzpunkten von Quer- und Längselementen sind deutlich Knoten erkennbar. Im Bereich des Zentralfeldes stehen sie senkrecht zur Gehäuseoberfläche. Auf den Armen sind sie in distaler Richtung zunehmend schräg orientiert. Mit Beginn der Armenden sind die Knoten zu kurzen Stacheln verlängert. Die Armenden zeigen ansatzweise eine Verdikkung und unregelmäßiges Porenmuster. Auf einem Arm ist distal ein zentraler Primärstachel vorhanden.

Bemerkung: Das Stück wird aufgrund der 8 Längsrippen und der partiellen Ausbildung von Einfachporenreihen mit Querleisten fraglich zur Gattung *Homoeoparonaella* BAUMGARTNER gestellt. Das Vorhandensein von alternierenden Doppelporenreihen drückt jedoch deutlich die Verwandtschaft zu den tritrabiden Hagiastriden aus.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Obertithon.

Homoeoparonaella (?) sp. D
Taf. 9, Fig. 12

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Hagiastride mit 10 knotigen Längsrippen im Armbereich. Zwischen den Längsrippen liegen alternierende Doppelporenreihen. Im Zentralfeld stoßen die Längsrippen nicht zusammen, sondern lösen sich in einzelne Knoten zwischen einem unregelmäßigen Porenmuster auf. Die Armenden sind kugelig und besitzen ein unregelmäßiges Muster polygonaler Poren. Auf den Kreuzpunkten der Porenrahmen sitzen Knoten. Die Enden zweier Arme tragen jeweils einen zentralen Primärstachel. Auf dem dritten Armende sind zwei Primärstacheln peripher in der Gehäuseebene ausgebildet.

Bemerkung: Das Exemplar wird aufgrund der 10 Längsrippen fraglich zur Gattung *Homoeoparonaella* BAUMGARTNER gestellt. Im übrigen passen die morphologischen Merkmale zur Gattung *Tritrabs* BAUMGARTNER.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Unterfamilie Higumastrinae BAUMGARTNER 1980
Typus-Gattung: *Higumastra* BAUMGARTNER 1980

Gattung *Higumastra* BAUMGARTNER 1980
Typus-Art: *Higumastra inflata* BAUMGARTNER 1980

Higumastra inflata BAUMGARTNER
Taf. 10, Fig. 1–3

1980 *Higumastra inflata* BAUMGARTNER, S. 290, Taf. 3, Fig. 1, 2, 5–9, 11 (Oxford-Tithon, Argolis, Griechenland).

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Vierarmiger Hagiastride mit dem für die Gattung *Higumastra* typischen Armquerschnitt (vgl. BAUMGARTNER, 1980, S. 287). Etwa 12 Längsrippen sind rechtwinklig mit durchlaufenden Querleisten verbunden. Dadurch ergibt sich ein orthogonales Maschenwerk meist quadratischer Poren. Das Zentralfeld ist durch große, unregelmäßig verteilte Knoten gekennzeichnet. Die Armenden sind rund und zeigen keine auffallenden Veränderungen des Porenmusters. Auf den Armenden sitzt zentral ein triradiater Externstachel. Die Arme sind manchmal schwach nach rechts verdreht.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Obertithon – Berrias.

Higumastra imbricata (OZVOLDOVA)
Taf. 10, Fig. 4

1979 *Crucella* (?) *imbricata* OZVOLDOVA, S. 254, Taf. 3, Fig. 1, 4 (Callov-Oxford, Pieniny Gruppe, Klippendecke, Tschechoslowakei).
1981 *Higumastra imbricata* (O.) KOCHER, S. 71, Taf. 14, Fig. 8 (Obercallov-Kimmeridge, Südalpen).
1984 *Higumastra imbricata* (O.) BAUMGARTNER, S. 767, Taf. 4, Fig. 13 (Oberbathon-Oxford).

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Vierarmiger Hagiastride mit higumastrinem Armquerschnitt: 8 bis 10 Längsrippen, die durch sehr weitständige durchlaufende Querleisten miteinander verbunden sind. Es wird ein orthogonales Porenmuster gebildet, wobei eine Porenreihe direkt auf dem Armscheitel verläuft. Die Scheitelreihen aller vier Arme treffen sich im Zentralfeld in einer Pore. Auf den distalen Enden der Arme sitzt je ein tetraradiater Stachel.

Bemerkung: Die Arme zeigen seitliche Bruchstellen. Diese deuten an, daß ein patagiumartiges Maschenwerk die Arme miteinander verbunden haben muß.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Unter- bis Mitteltithon.

Gattung *Pseudocrucella* BAUMGARTNER 1980

Typus-Art: *Crucella sanfilippoae* PESSAGNO 1977a

Pseudocrucella sp.
Taf. 10, Fig. 5

?1980 *Pseudocrucella* sp. A BAUMGARTNER, S. 292, Taf. 1, Fig. 13, Taf. 8, Fig. 3, 5, 7, 9, 13, Taf. 11, Fig. 11, 12, 14 (Oxford-Tithon, Argolis, Griechenland).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Kleines vierarmiges Gehäuse mit meist tetragonalen Porenrahmen. Der Armquerschnitt ist rechteckig. Die Verteilung der Porenrahmen ist relativ regelmäßig in Form von 4–5 einfachen Porenreihen. Die Querverbindungen zwischen den Längsrippen sind nicht immer, aber häufig durchlaufend. Die Oberfläche des Zentralfeldes ist korrodiert und nicht analysierbar. Die Arme verjüngen sich allmählich nach distal. Sie enden mit einem kurzen triradiaten Stachel.

Bemerkung: Wegen des schlechten Erhaltungszustandes des einzigen Stückes dieser Gruppe wird das Exemplar nicht näher bestimmt. Von der äußeren Skulptur aus gesehen, besitzt es Merkmale von *Pseudocrucella* sp. A BAUMGARTNER (1980).

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Unterfamilie Tetraditryminae BAUMGARTNER 1980

Typus-Gattung: *Tetraditryma* BAUMGARTNER 1980

Gattung *Tetraditryma* BAUMGARTNER 1980

Typus-Art: *Tetraditryma pseudoplena* BAUMGARTNER 1980

Tetraditryma corralitosensis (PESSAGNO)
Taf. 10, Fig. 6

1977a *Crucella* (?) *corralitosensis* PESSAGNO, S. 72, Taf. 2, Fig. 10–13 (Untertithon, California Coast Ranges).

1980 *Tetraditryma corralitosensis* (P.) BAUMGARTNER, S. 296, Taf. 7, Fig. 12–15, Taf. 11, Fig. 13 (Mittelbajoc-Tithon, Argolis, Griechenland).

1981 *Tetraditryma corralitosensis* (P.) KOCHER, S. 98, Taf. 16, Fig. 31 (Obercallov-Tithon, Südalpen).

1981 *Tetraditryma corralitosensis* (P.) DE WEVER & CABY, Taf. 2, Fig. 2 G (Oberoxford-Mittelkimmeridge, Bündner Schiefer, Alpes Cottiennes, Frankreich).

1982 *Tetraditryma* sp. cf. *T. corralitosensis* (P.) WAKITA, Taf. 5, Fig. 9–10 (Mitteljura, Kuzuryu-ko – Gujohachiman, Japan).

1983 *Tetraditryma corralitosensis* (P.) ISHIDA, Taf. 11, Fig. 8 (Jura, Konose Valley, Tokushima, Südwestjapan).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Vierarmiger Hagiastride mit tetraditryminem Armquerschnitt: Rechteckiger Armquerschnitt mit zwei kräftigen Externrippen und einer Medianrippe auf Ober- und Unterseite des Gehäuses. Die Längsrippen zeigen schwache Knotenbildung. Beiderseits der Medianrippe ordnen sich insgesamt 2 Reihen mit einfachen rundlichen Poren an. Die Arme haben bis zu 4/5 ihrer Länge gleichen Durchmesser. Das distale Fünftel bildet eine tetraradiate Spitze.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Obertithon.

Familie Patulibracchiidae PESSAGNO 1971 emend. BAUMGARTNER 1980

Typus-Gattung: *Patulibracchium* PESSAGNO 1971

Unterfamilie Patulibracchiinae PESSAGNO 1971 emend. BAUMGARTNER 1980

Typus-Gattung: *Patulibracchium* PESSAGNO 1971

Gattung *Paronaella* PESSAGNO 1971 emend. BAUMGARTNER 1980

Typus-Art: *Paronaella solanoensis* PESSAGNO 1971

Paronaella sp. aff. *P. spinosa* (PARONA)
Taf. 10, Fig. 7

1890 *Rhopalastrum* (?) *spinosum* PARONA, S. 30, Taf. 3, Fig. 15 (Oberjura, Cittiglio, Laveno, Nord-Italien).

1977a *Paronaella spinosa* (P.) PESSAGNO, S. 71, Taf. 2, Fig. 7 (Mittel-/Obertithon, California Coast Ranges).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit unregelmäßig porater Cortikalschale. Im distalen Bereich der Arme entspringen ungleich lange Stacheln. Das Armende ist bei gut erhaltenen Exemplaren durch einen Zentralstachel charakterisiert. Dieser Stachel kann dreispitzig sein.

Bemerkung: Bei den meisten Exemplaren ist die Bestachelung verlorengegangen (vgl. PESSAGNO 1977a). Schwierigkeiten bei der Zuordnung machen auch die guterhaltenen Stücke, da ein dreifacher Zentralstachel bei der Originalabbildung von PARONA (1890) nicht vorhanden ist und in der Beschreibung nicht definiert wird. Trotzdem soll das abgebildete Stück aufgrund der weitgehenden Übereinstimmung mit den bisher dokumentierten Formen von *P. spinosa* (P.) in die Verwandtschaft dieser Art gestellt werden.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg, Regenspitze.

Alter: Tithon – Berrias.

Paronaella pristidentata BAUMGARTNER
Taf. 10, Fig. 8, 9

1980 *Paronaella pristidentata* BAUMGARTNER, S. 304, Taf. 12, Fig. 3 (Tithon, Argolis, Griechenland).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit unregelmäßigem Muster rundlicher Poren im Armbereich. An einigen Stellen ist eine leichte lineare Anordnung der Poren erkennbar. Auf den Kreuzpunkten der Porenrahmen sind kleine Knoten und kurze Stacheln entwickelt. Die Armenden

sind durch jeweils drei Primärstacheln gekennzeichnet. Sie liegen in der Armebene. Ein Stachel steht zentral am äußersten Ende jedes Armes. Zwei weitere sitzen beiderseits des Zentralstachels. Die Basis der Primärstacheln ist triradiat.

Bemerkung: BAUMGARTNER (1980) definiert *Paronaella pristidentata* sehr genau mit drei „blattartigen" Primärstacheln mit porater Basis im Bereich der Armenden. Trotz der nicht eindeutig erkennbaren Abflachung der Primärstacheln bei dem abgebildeten Stück der Osterhorngruppe wird es wegen der sonstigen völligen Übereinstimmung mit der Originalbeschreibung zu *Paronaella pristidentata* gestellt.

Vorkommen: Gartenau, Kaltenhausen, Trattberg.

Alter: Tithon – Berrias.

Paronaella (?) *tubulata* n. sp.
Taf. 10, Fig. 10

Material: 6 Exemplare.

Diagnose: Dreiarmiger Patulibracchiide mit unregelmäßigem Muster rundlicher Poren im Bereich des Zentralfeldes und der Arme. Zwei der Winkel zwischen den Armen haben 90 bis 120 Grad, der dritte Winkel liegt über 120 Grad. Die Kreuzpunkte der Porenrahmen tragen Knoten und kurze Stacheln. Im Zentralfeld stehen die Knoten senkrecht auf der Gehäuseoberfläche, auf den Armen sind sie in zunehmendem Maße schräg zu deren Enden hin gerichtet. Im Distalteil der Arme wird eine schwach lineare Anordnung der Porenrahmen erkennbar. Jedes Armende besitzt einen zentral distal gelegenen Porentubus, dessen Basis von kurzen Stacheln umgeben ist. Der Porentubus ist sechsstrahlig: zwischen 6 kräftigen Längsrippen liegen 6 einfache Reihen rechteckiger Poren. Ein Teil der Porentuben ist rechtsgedreht.

Differentialdiagnose: *Paronaella* (?) *tubulata* n. sp. unterscheidet sich von den übrigen *Paronaella*-Arten durch den Besitz von hexagonalen Porentuben, die zentral an den Distalenden der Arme entspringen. Die Form steht aufgrund von Übereinstimmungen einzelner Merkmale, wie schräg gerichtete Sekundärstacheln und knotige Oberfläche, *Paronaella spinosa* (PARONA) und *Paronaella pristidentata* BAUMGARTNER nahe.

Bemerkung: Die Art wird fraglich zu *Paronaella* gestellt, da es sich bei den Porentuben um Bracchiopylen handeln könnte. Die Gattung *Paronaella* PESSAGNO ist jedoch ohne Bracchiopyle definiert und wird auf dem Familien-Niveau von der Gattung *Patulibracchium* PESSAGNO abgegrenzt, die durch den Besitz einer Bracchiopyle gekennzeichnet ist. Konsequenterweise müßten Formen mit drei Bracchiopylen in einer neuen Familie untergebracht werden. Dies ist aber aufgrund des ungeklärten Charakters der Porentuben der oben beschriebenen Exemplare und der zu geringen Materialmenge derzeit noch nicht möglich.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Länge Arme	100	100	86	72	103	114
Breite Arme	85	86	60	54	64	86
Breite Porentubus	80	70	100	36	24	57
BSP Prot. Nr.	5022	5023	5024	5025	5026	5027

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Trattberg, Profil TE, Probe TE 4, an der Straße Vordertrattberg- zur Hintertrattberg-Alm (Salzburg).

Vorkommen: Trattberg, Gartenau.

Paronaella (?) sp.
Taf. 10, Fig. 11

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit feinporigem bis spongiösem Maschenwerk im Bereich des Zentralfeldes und der Arme. Die Oberfläche der Cortikalschale ist deutlich quer zu den Armen eingeschnürt. Pro Arm lassen sich zwei derartige Vertiefungen feststellen. Die Einschnürungen im Proximalabschnitt der Arme grenzen das Zentralfeld deutlich in Form eines Dreiecks ab. Zwei Arme tragen jeweils zentral einen Porentubus, der dritte Arm zeigt einen Porentubusansatz.

Bemerkung: Die Zuordnung zur Gattung *Paronaella* kann wegen des Vorhandenseins der Porentuben, die möglicherweise Bracchiopylen darstellen, nur mit Fragezeichen geschehen. Die Problematik wird unter der Art *Paronaella* (?) *tubulata* n. sp. eingehend diskutiert.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Oxford – Kimmeridge?, Tithon.

Gattung *Patulibracchium* PESSAGNO 1971

Typus-Art: *Patulibracchium davisi* PESSAGNO 1971

Patulibracchium sp. cf. *P. californiaensis* PESSAGNO
Taf. 10, Fig. 12

1971 *Patulibracchium californiaensis* PESSAGNO, S. 29, Taf. 11, Fig. 6, Taf. 12, Fig. 1, 2 (Untercampan, California Coast Ranges).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rundem Armquerschnitt. Im Bereich des Zentralfeldes sind die Seiten gerade bis konkav. Die Oberfläche der Cortikalschale besteht auf dem Zentralfeld aus unregelmäßig verteilten Knoten, auf den Armen aus einem rechtwinkligen Porenmuster. Die Arme enden rundlich bis keilförmig. Auf der Außenfläche des Primärarmes sitzt eine porate Bracchiopyle. Sekundärarm und Tertiärarm tragen einen triradiaten Zentralstachel und zwei triradiate Lateralstacheln, die in der Äquatorebene liegen.

Bemerkung: Das Exemplar zeigt Ähnlichkeiten mit *Patulibracchium californiaensis* PESSAGNO (1971). Der schlechte Erhaltungszustand, vor allem des Maschenwerkes im Bereich des Zentralfeldes, läßt eine eindeutige Bestimmung nicht zu.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg.

Alter: Oxford? – Tithon.

Gattung *Foremanella* MUZAVOR 1977
Typus-Art: *Foremanella alpina* MUZAVOR 1977

Foremanella diamphidia (FOREMAN)
Taf. 10, Fig. 13, 14

1973 *Paronaella* (?) *diamphidia* FOREMAN, S. 262, Taf. 8, Fig. 3–4 (Valangin-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).
1975 *Paronaella* (?) *diamphidia* F. FOREMAN, S. 612, Taf. 5, Fig. 4–5 (Barreme, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1977 *Foremanella alpina* MUZAVOR, S. 67, Taf. 3, Fig. 8 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1978 *Paronaella* (?) *diamphidia* F. FOREMAN, S. 744, Taf. 1, Fig. 5–6 (Oxford-Hauterive, Cape Verde Basin, Nord-Atlantik).
1980 *Paronaella* (?) *diamphidia* F. BAUMGARTNER, S. 302, Taf. 4, Fig. 4 (Oxford-Barreme, Argolis, Griechenland).
1984 *Foremanella diamphidia* (F.) BAUMGARTNER, S. 765, Taf. 6, Fig. 18 (Oberoxford-Hauterive).
1987 *Foremanella diamphidia* (F.) PAVSIC & GORICAN, S. 25, Taf. 3, Fig. 11 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: mehr als 100 Exemplare.

Beschreibung: Hufeisenförmige spongiöse Schale. Die konkave Seite des Gehäuses ist fast vertikal, die konvexe Seite ist rundlich ausgebildet. An den beiden Enden sind unregelmäßig verteilte kurze Stacheln vorhanden. Im Scheitelbereich des Hufeisens steht ein gerade verlaufender porater Arm auf der Außenseite.

Bemerkung: Bereits die Abbildungen von FOREMAN (1975) dokumentieren zwei Morphotypen dieser Art: Eine rundliche und eine durch Verdickungen der Gehäuseenden etwa rautenförmig konturierte Form. Beide Varianten sind im Material der Osterhorngruppe vorhanden. Es lassen sich Übergänge feststellen. Die rundliche Form überwiegt. Bei fast allen Gehäusen fehlt der gerade Arm. Dort, wo er vorhanden ist, weicht seine Lage vom Scheitelpunkt des Gehäuses ab. Die von MUZAVOR (1977) beschriebene Art *Foremanella alpina* gehört zum rautenförmigen Typ, ebenso das von BAUMGARTNER (1984) abgebildete Exemplar. Letzteres zeigt etwas größere Poren als die in den Nordalpen vorkommenden Vertreter. Variationen in der Porengröße können aber auch am untersuchten Material beobachtet werden.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Foremanella hipposidericus (FOREMAN)
Taf. 10, Fig. 15

1975 *Paronaella* (?) *hipposidericus* FOREMAN, S. 612, Taf. 2 E, Fig. 1, 2, Taf. 5, Fig. 3, 7, 10 (Hauterive-Barreme, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1980 *Paronaella* (?) *hipposidericus* F. BAUMGARTNER, S. 302, Taf. 4, Fig. 1–3 (Kimmeridge-Tithon, Argolis, Griechenland).
1980 *Paronaella* (?) *hipposidericus* F. BAUMGARTNER et al., S. 57, Taf. 2, Fig. 4 (Kimmeridge-Unterhauterive, Argolis, Griechenland).
1984 *Foremanella hipposidericus* (F.) BAUMGARTNER, S. 765, Taf. 6, Fig. 19 (Oxford-Hauterive).

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiges, bilateralsymmetrisches Gehäuse mit einer poraten Cortikalschale. Ein Arm verläuft in der Symmetrieebene, die beiden anderen stehen mit einem Winkel von etwa 40 Grad schräg dazu. Auf der von diesen beiden Armen eingeschlossenen Innenseite ist spongiöses Maschenwerk entwickelt. Die Armenden sind zur Innenseite hin verdickt, wodurch die bilaterale Symmetrie des Gehäuses deutlich wird. Der in der Symmetrieebene liegende Arm besitzt einen rechteckigen Querschnitt mit einer Doppelreihe wechselständiger triangularer Poren. Das Ende des Armes ist durch Knotenbildung an den Kreuzpunkten der Porenrahmen gekennzeichnet. Die beiden anderen Arme zeigen auf der Außenseite ebenfalls eine lineare Anordnung der Poren.

Bemerkung: Das vorliegende Stück hat längere Arme als die von den anderen Autoren abgebildeten Exemplare. Im übrigen stimmen die Merkmale gut mit der Originalbeschreibung (FOREMAN, 1975) überein. Besonders gut ist das von FOREMAN (1975) als Patagium angesehene spongiöse Maschenwerk der beiden symmetrisch gegenüberstehenden Arme erkennbar.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Berrias.

Foremanella sp. A
Taf. 10, Fig. 16

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Spongiöses Gehäuse in der Form eines Halbringes. Die Innenseite des Ringes ist vertikal, die Außenseite ist rundlich ausgebildet. Die Enden des Halbringes sind keilförmig abgeflacht und nach beiden Seiten verbreitert. Auf dem Scheitel des Halbringes steht im rechten Winkel zur Oberfläche ein gerade verlaufender Arm.

Bemerkung: Die Form unterscheidet sich von *Foremanella diamphidia* durch die nach beiden Seiten ausgebildeten Verbreiterungen der Gehäuseenden und den größeren Durchmesser des Halbringes.

Vorkommen: Trattberg, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Foremanella sp. B
Taf. 10, Fig. 17

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Halbkreisförmiges Gehäuse mit einem rechteckigen Querschnitt. Im Bereich des Scheitels des Halbkreises senkrecht auf der Außenseite ein gerade verlaufender Arm, ebenfalls mit rechteckigem Querschnitt. Die Außenseiten des Gehäuses sind durch Leisten verstärkt. Auf der davon umrahmten Fläche sind undeutlich Knoten und Poren erkennbar. Während die Skulptur auf dem Halbkreis ungeregelt zu sein scheint, ist auf dem geraden Arm eine lineare Anordnung der Poren zu erkennen. Die Enden des Halbkreises sind kugelig verdickt und zeigen ein unregelmäßiges Porenmuster. Das Ende des geraden Arms besteht aus zwei an den Ecken entspringenden Stacheln.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Gattung *Halesium* PESSAGNO 1971

Typus-Art: *Halesium sexangulum* PESSAGNO 1971

Halesium sexangulum PESSAGNO
Taf. 11, Fig. 1, 2

1971 *Halesium sexangulum* PESSAGNO, S. 25, Taf. 1, Fig. 5–6; Taf. 2, Fig. 1–6 (Oberkreide, California Coast Ranges).
1986 *Halesium sexangulum* P. THUROW & KUHNT, Fig. 9, Fig. 15 (Obercenoman-Unterturon).

Material: 40 Exemplare.

Beschreibung: Bei der Erstellung der Diagnose wird nach dem Schema von PESSAGNO (1971) vorgegangen. Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale ist auf der Ober- und Unterseite des Gehäuses, die spongiöse Medullarschale auf den Armseiten erkennbar. Das Zentralfeld ist von unregelmäßig verteilten Knoten und triangularen Poren besetzt. Die Cortikalschale der Arme besteht aus drei knotigen Längsrippen, zwischen denen zwei Doppelporenreihen mit alternierenden triangularen Porenrahmen liegen. Die Armenden sind leicht trapezförmig verdickt, so daß sich die größte Breite der Arme an deren äußerstem Ende ergibt. Die Armenden enthalten ein unregelmäßiges Muster rundlicher bis polygonaler Porenrahmen. Der Primärarm trägt eine Bracchiopyle, die aus einem kurzen poraten Rohr besteht. Die Bracchiopyle ist aus 6 Leisten aufgebaut, die mit 6 einfachen Reihen rundlicher Poren alternieren. Sekundärarm und Tertiärarm tragen jeweils einen zentralen Primärstachel mit einer triradiaten Basis. Links und rechts der Primärstacheln und der Bracchiopyle sitzen auf jedem Arm in der Äquatorialebene jeweils ein, in seltenen Fällen auch einseitig zwei weitere Primärstacheln, ebenfalls mit triradiater Basis. Die Winkel zwischen den Armen konzentrieren sich auf zwei Grundtypen: (1) alle Winkel haben 120 Grad, (2) die beiden Winkel um den Primärarm liegen zwischen 90 und 120 Grad, der dritte Winkel hat mehr als 120 Grad.

Bemerkung: Die Formen der Osterhorngruppe fügen sich gut in die Originalbeschreibung von PESSAGNO. Ein wohlausgebildetes Patagium ist bei keinem der beobachteten Exemplare vorhanden.

Vorkommen: Trattberg, Schrambach, Gartenau, Kaltenhausen.

Alter: Tithon – Berrias.

Halesium irregularis n. sp.
Taf. 11, Fig. 3–5

Material: 8 Exemplare.

Diagnose: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale besteht im Zentralfeld und im Armbereich aus unregelmäßig angeordneten Knoten, die auf den Kreuzpunkten der Rahmen polygonaler Poren sitzen. Die Armenden sind nach außen verbreitert und dorsoventral abgeflacht. Auf der Distalseite des Primärarmes befindet sich eine kurze Bracchiopyle. Die beiden anderen Arme tragen jeweils einen zentralen Primärstachel mit triradiater Basis. Beiderseits von Bracchiopyle und Zentralstacheln entspringen an den Armenden je ein, in seltenen Fällen zwei weitere Lateralstacheln, die in der Äquatorebene angeordnet sind. Auch sie haben eine triradiate Basis. Die Winkel zwischen den Armen betragen etwa 120 Grad mit einer schwachen Tendenz zur Verringerung der Winkel beiderseits des Primärarmes. Die Bracchiopyle besteht aus 6 Längsrippen, die mit 6 Reihen einfacher rundlicher Poren alternieren.

Differentialdiagnose: *Halesium irregularis* n. sp. unterscheidet sich von allen anderen *Halesium*-Arten durch das unregelmäßige Muster von Knoten und Poren im Bereich des Zentralfeldes und der Arme.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen						
Länge Arme	200	220	183	222	185	185	200	215
Breite Arme	50	55	35	37	50	55	42	50
Breite Armenden	100	73	66	93	83	111	66	100
Länge Zentralstacheln	80	82	58	74	—	—	—	66
Länge Lateralstacheln	60	73	50	37	66	55	50	66
Breite Bracchiopyle	30	36	33	37	25	—	25	25
BSP Prot. Nr.	5056	5057	5058	5059	5060	5061	5062	5063

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom“-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Kaltenhausen, Profil Ka, Probe Ka 45, im Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein (Hallein, Salzburg).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Schrambach, Trattberg, Regenspitze.

Halesium bipartitum n. sp.
Taf. 11, Fig. 6

Material: 7 Exemplare.

Diagnose: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Arme sind vom Zentralfeld aus trapezartig nach distal verbreitert. Die Armenden zeigen eine zusätzliche Verdickung. Die Cortikalschale der Arme ist durch drei Längsrippen, zwei seitliche und eine mediane, gekennzeichnet. Zwischen diesen Rippen verlaufen insgesamt zwei Reihen unregelmäßiger Poren. Der Primärarm trägt eine porate Bracchiopyle und 2 bis 4 Lateralstacheln, die in der Äquatorebene liegen. Sekundär- und Tertiärarm sind gleich gebaut: Beiderseits eines poraten Zentralstachels sitzen Lateralstacheln mit triradiater Basis. Die Armenden sind durch ein unregelmäßiges Muster rundlicher Poren charakterisiert. Die Bracchiopyle ist aus 6 Längsrippen und 6 dazwischenliegenden einfachen Porenreihen aufgebaut. Die Winkel zwischen den Armen betragen etwa 120 Grad.

Differentialdiagnose: *Halesium bipartitum* n. sp. unterscheidet sich von *Halesium quadratum* PESSAGNO durch die unregelmäßige Anordnung der Poren zwischen den Längsrippen. Die Dimensionen sind gegenüber den anderen *Halesium*-Arten deutlich geringer.

Bemerkung: Die poraten Zentralstacheln sind bei stark korrodierten Exemplaren nur schwer von einer Bracchiopyle zu unterscheiden. Andererseits besteht hier die Möglichkeit der Interpretation eines Übergangszustandes zwischen einem in Auflösung befindlichen Zentralstachel und der beginnenden Bildung einer Bracchiopyle.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen					
Länge Arme	275	240	300	220	170	155	200
Breite Arme	154	120	150	91	100	64	85
Länge Zentralstachel	88	60	—	73	—	—	40
Breite Bracchiopyle	55	40	50	37	42	25	33
BSP Prot. Nr.	5064	5065	5066	5067	5068	5069	5070

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Berrias).

Locus typicus: Kaltenhausen, Profil Ka, Probe Ka 22, im Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein (Hallein, Salzburg).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau.

Halesium sp. A
Taf. 11, Fig. 7

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Armenden sind nach distal keilförmig verbreitert und in der Gehäuseebene abgeflacht. Die Cortikalschale besteht aus einem gleichförmigen Muster unregelmäßig verteilter Knoten und polygonaler Poren. Der Primärarm trägt den Ansatz einer Bracchiopyle. Sekundär- und Tertiärarm besitzen an den Armenden keine Stacheln, sondern nur scharfe Ecken.

Vorkommen: Regenspitze.

Alter: Kimmeridge? – Tithon.

Halesium sp. B
Taf. 11, Fig. 8

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Arme besitzen in ihrem proximalen Abschnitt (vom Zentralfeld bis zur Mitte) eine knotige, mediane Längsrippe, im distalen Teil (von der Mitte bis zum Beginn der Armenden) zwei mediane Längsrippen. Seitlich werden die Arme von jeweils einer knotigen Längsrippe begrenzt. Im proximalen Armteil findet sich ein unregelmäßiges Maschenwerk, im distalen ein regelmäßiges Muster quadratischer Poren. Die Armenden sind keilförmig verbreitert. An den beiden Ecken der Armenden sitzt je ein Lateralstachel. Poröse Ansätze von Zentralstacheln und Bracchiopylen sind vorhanden. Das Zentralfeld besteht aus einem unregelmäßigen Muster von Knoten und spongiösem Maschenwerk.

Bemerkung: Teile des Gehäuses lassen sich mit *Halesium quadratum* PESSAGNO vergleichen. Das unregelmäßig strukturierte Zentralfeld, die Differenzierung der Armskulptur und die poröse Basis von Zentralstacheln oder Bracchiopyle grenzen die Form jedoch davon ab.

Vorkommen: Gartenau

Alter: Tithon

Unterfamilie Angulobracchiinae BAUMGARTNER 1980
Typus-Gattung: *Angulobracchia* BAUMGARTNER 1980

Gattung: *Angulobracchia* BAUMGARTNER 1980
Typus-Art: *Paronaella* (?) *purisimaensis* PESSAGNO 1971

Angulobracchia heteroporata n. sp.
Taf. 11, Fig. 9–11

Material: 5 Exemplare.

Diagnose: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Arme werden seitlich durch zwei knotige Längsrippen begrenzt. Ab der Mitte der Arme schaltet sich in distaler Richtung eine mediane, ebenfalls knotige Längsrippe dazwischen. Im Zentralfeld und im proximalen Armabschnitt liegen große, unregelmäßig umrissene Poren und einige wenige Knoten. Im distalen Armteil sind zwischen den Längsrippen regelmäßig angeordnete triangulare bis rechteckige Porenrahmen entwickelt. Das Gehäuse ist im Bereich des Zentralfeldes am dicksten. Es flacht zu den Armenden hin keilförmig ab. Die Armenden sind leicht verbreitert und besitzen zwei Erscheinungsformen: (1) kugelige Verdikkung mit unregelmäßigem Porenmuster und (2) gerades Ende mit daran anschließender Armverlängerung. Die Armverlängerungen sind an den drei Armen unterschiedlich lang. Es handelt sich um deutlich von den Armen abgegrenzte zylindrische Strukturen mit etwa 10 Rippen, die durch Querleisten miteinander verbunden sind. Dadurch ergeben sich Reihen rechteckiger Porenrahmen. Die Querleisten laufen nicht durch, sondern sind an den Bereich zwischen zwei Rippen gebunden. Daraus resultiert ein unregelmäßiges orthogonales Netzwerk.

Differentialdiagnose: *Angulobracchia heteroporata* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Angulobracchia*-Arten durch den Besitz seiner Porenreihenentwicklung auf der Cortikalschale der Arme: 1. Im Proximalabschnitt einfache Porenreihe. 2. Im Distalabschnitt doppelte Porenreihe. Von *Angulobracchia* (?) *portmanni* BAUMGARTNER unterscheidet sich die Form durch das flache Zentralfeld ohne kissenartige Aufwölbung und Knotenbildung.

Derivatio nominis: Heteros = ungleich, poratus = porig. Es soll der ungleiche Porenreihenverlauf auf den Armen charakterisiert werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen			
Länge Arme	210	200	220	210	170
Breite Arme	33	33	55	50	50
Breite Armverlängerungen	67	67	62	84	80
BSP Prot. Nr.	5040	5041	5042	5043	5044

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 27, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Trattberg, Gartenau, Kaltenhausen.

Angulobracchia media n. sp.
Taf. 11, Fig. 12, 13

Material: 7 Exemplare.

Diagnose: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme ist durch eine streng mittig verlaufende knotige Längsrippe gekennzeichnet. Die Arme sind außen von ebenfalls knotigen Längsrippen begrenzt. Das Zentralfeld zeigt ein irreguläres Muster von Knoten und unregelmäßig geformten Poren. Im Armbereich liegen zwischen den Längsrippen zwei Doppelreihen alternierender triangularer Porenrahmen. Die Arme enden undeutlich mit einem stufenartigen Absatz, der zu den Armverlängerungen überleitet. Die an allen Armen entwickelten Armverlängerungen können in zwei verschiedenen Varianten ausgebildet sein: (1) Rechteckige Verlängerung mit unregelmäßigem Porenmuster und Richtungsänderung und (2) berippter Zylinder mit einfachen Reihen rechteckiger Poren zwischen den Längsrippen. Im Bereich der Armenden sind immer zwei in der Äquatorebene liegende Lateralstacheln vorhanden. Mitunter können am Kontakt Armende/Armverlängerung zwei weitere kürzere Stacheln entwickelt sein.

Differentialdiagnose: *Angulobracchia media* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Angulobracchia*-Arten durch die Strukturierung der Cortikalschale der Arme: drei Längsrippen und zwei Doppelreihen alternierender triangularer Porenrahmen, die teils rechteckigen, teils zylindrischen Armverlängerungen und die zwei Lateralstacheln im Bereich der Armenden.

Derivatio nominis: Media = inmitten. Damit wird die in der Mitte der Arme verlaufende Längsrippe hervorgehoben.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen					
Länge Arme	217	172	163	184	185	220	185
Breite Arme	50	43	38	42	42	60	42
Breite Armverlängerungen	67	86	75	67	67	—	—
BSP Prot. Nr.	5045	5046	5047	5048	5049	5050	5051

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Untervalangin).

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 39, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Trattberg, Schrambach, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Angulobracchia trifolia n. sp.
Taf. 12, Fig. 1, 2

Material: 5 Exemplare.

Diagnose: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Armenden sind sehr breit. Das Porenmuster besteht aus unregelmäßig über die Arme und das Zentralfeld verteilten polygonalen Porenrahmen. Im Bereich der Armenden sind die Poren etwas kleiner.

Differentialdiagnose: *Angulobracchia trifolia* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Angulobracchia*-Arten durch die stark verbreiterten Armenden, die dem Gehäuse einen kleeblattartigen Umriß verleihen und das unregelmäßige Porenmuster.

Derivatio nominis: Trifolium = Klee, Dreiblatt. Der Begriff soll den kleeblattartigen Umriß des Gehäuses charakterisieren.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen			
Länge Arme	160	184	200	200	168
Breite Arme	40	50	54	55	58
Breite Armenden	160	184	139	164	184
BSP Prot. Nr.	5035	5036	5037	5038	5039

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Kaltenhausen, Profil Ka, Probe Ka 7, im Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein (Hallein, Salzburg).

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Angulobracchia latifolia n. sp.
Taf. 12, Fig. 3, 4

Material: 8 Exemplare.

Diagnose: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Arme sind sehr kräftig und nach distal keulenförmig oder trapezförmig verbreitert. Das Porenmuster der Cortikalschale der Arme zeigt eine gewisse Regelmäßigkeit insofern, als drei knotige Längsrippen vom Zentralfeld zu den Armenden ziehen. Zwei der Längsrippen begrenzen die Arme seitlich, die dritte verläuft median. Die Längsrippen sind durch Querleisten miteinander verbunden. Die Anordnung der Querleisten ist unregelmäßig, so daß auf jedem Arm insgesamt zwei Reihen ungleich geformter Porenrahmen vorhanden sind. Im Bereich der Armenden sind die Poren kleiner und ungeregelt verteilt. Das Zentralfeld ist flach und zeigt unregelmäßig Knotenbildung.

Differentialdiagnose: *Angulobracchia latifolia* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Angulobracchia*-Arten durch die sehr breiten Arme und Armenden sowie das typische Porenmuster im Armbereich mit zwei Einfachreihen ungleicher Poren.

Derivatio nominis: Latifolius = breitarmig. Damit soll die gegenüber anderen *Angulobracchia*-Arten viel größere Armbreite beschrieben werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen					
Länge Arme	172	180	158	220	190	170	167
Breite Arme	57	60	43	80	59	58	80
Breite Armenden	157	160	129	200	162	167	150
BSP Prot. Nr.	5028	5029	5030	5031	5032	5033	5034

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Obertithon – Berrias).

Locus typicus: Kaltenhausen, Profil Ka, Probe Ka 7, Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein (Hallein, Salzburg).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg.

Angulobracchia mediopulvilla n. sp.
Taf. 11, Fig. 5, 6

Material: 4 Exemplare.

Diagnose: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Arme sind durch eine triradiate Aufwölbung des Zentralfeldes überdeckt. Das Zentralfeld zeigt eine irreguläre Anordnung von Knoten und polygonalen Poren. Die Ausstülpungen des Zentralfeldes ragen in die Armzwischenräume. Die Arme sind in der Mitte keulenförmig verbreitert und nach distal wieder verjüngt. Auf ihrer Oberfläche lassen sich Knoten mit leicht linearer Anordnung feststellen. Im Bereich der Armenden können berippte Ansätze von Armverlängerungen vorhanden sein.

Differentialdiagnose: *Angulobracchia mediopulvilla* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Angulobracchia*-Arten durch die triradiate, über die Arme greifende Aufwölbung des Zentralfeldes und die keulenförmig verbreiterten, nach distal wieder zugespitzten Arme. Die Form zeigt Ähnlichkeiten mit *Dictyastrum spathulatum* Rust (1898), bei welcher das Zentralfeld jedoch nicht triradiat, sondern kreisförmig ist.

Derivatio nominis: Media = mitten, Pulvilla = kleines Kissen. Die Begriffskombination kennzeichnet die kissenartige Aufwölbung des Zentralfeldes.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen		
Länge Arme	167	157	150	160
Breite Arme maximal	100	100	63	100
Durchmesser Zentralfeld	134	172	113	145
BSP Prot. Nr.	5032	5033	5054	5055

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Kaltenhausen, Profil Ka, Probe Ka 7, Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein (Hallein, Salzburg).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg.

Angulobracchia (?) *portmanni* Baumgartner
Taf. 12, Fig. 7–13

1984 *Angulobracchia* (?) *portmanni* Baumgartner, S. 757, Taf. 2, Fig. 1–3 (Obertithon-Hauterive).
1987 *Angulobracchia* (?) *portmanni* B. Pavsic & Gorican, S. 23, Taf. 2, Fig. 7 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Zentralfeld, Arme und Armenden sind von einem gleichförmigen Muster großer Knoten besetzt, die untereinander durch Stege verbunden sind. Dadurch ergeben sich triangulare bis tetragonale Porenrahmen, die je nach Erhaltungszustand des Stückes und nach Knotendicke kleiner oder größer sein können. Die Arme sind distal keilförmig verbreitert. Es gibt Formen mit und ohne Armverlängerungen. Besonders bei Exemplaren mit Armverlängerungen ist eine schwach lineare Anordnung der Poren erkennbar. Die Armverlängerungen selbst sind unterschiedlich lang und breit sowie mitunter am selben Stück verschiedenartig strukturiert: 1. Die Armverlängerungen sind aus 6 Längsrippen aufgebaut, die mit 6 Reihen einfacher Poren alternieren. 2. Die Armverlängerungen bestehen aus 10–12 Längsrippen zwischen denen spongiöses Maschenwerk auftritt. In einem Fall sitzt am distalen Ende einer Armverlängerung ein asymmetrischer Doppelstachel. Bei anderen Exemplaren entspringen aus den Längsrippen der Armverlängerungen kleine, nach distal gerichtete Sekundärstacheln. Das Zentralfeld der Gehäuse ist deutlich herausgehoben. Die Winkel zwischen den Armen betragen etwa 120 Grad.

Bemerkung: Die Merkmale stimmen mit den Beschreibungen und Abbildungen von *Angulobracchia* (?) *portmanni* (Baumgartner, 1984) gut überein. Unter den Formen der Osterhorngruppe fallen sehr breite Armverlängerungen gerade bei solchen Stücken auf, die über dem Salzstock von Gartenau eingebettet worden sind.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Angulobracchia sp. C Baumgartner
Taf. 13, Fig. 1, 2

1980 *Angulobracchia* sp. C Baumgartner, S. 314, Taf. 10, Fig. 16, 17 (Berrias, Argolis, Griechenland).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Knoten und Poren der Cortikalschale sind im Bereich des Zentralfeldes unregelmäßig verteilt. Auf dem Proximalteil der Arme verlaufen 3 knotige Längsrippen und 2 Porenreihen, auf dem Distalabschnitt 5 Längsrippen und 4 Porenreihen. Die Längsrippen sind durch senkrecht stehende Querstege miteinander verbunden. Die Arme enden an einer knotigen Querleiste und gehen dort in Armverlängerungen über. Diese sind zylindrisch und bestehen aus 10 bis 12 Längsrippen mit dazwischenliegenden Reihen einfacher, rechteckiger Poren. Das Zentralfeld ist flach. Die Winkel zwischen den Armen betragen etwa 120 Grad.

Bemerkung: Die Form paßt gut zu *Angulobracchia* sp. C Baumgartner (1980), die sich durch das flache Zentralfeld von *Angulobracchia* (?) *portmanni* und durch die andersartigen Armverlängerungen von *Angulobracchia digitata* Baumgartner unterscheidet.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Angulobracchia sp. A
Taf. 13, Fig. 3

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Das Porenmuster zeigt teils regelmäßig verlaufende Längsrippen mit dazwischenliegenden Porenreihen, teils unregelmäßige Verteilung von Knoten und Poren. Die Armenden sind trapezförmig verbreitert. Sie besitzen ein irreguläres Muster von Poren und Knoten, das dem der Arme entspricht. Das Gehäuse ist von einem spongiösen Patagium umgeben.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Obertithon.

Angulobracchia sp. B
Taf. 13, Fig. 4

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Dreiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Ränder der Arme sind von einer erhabenen Leiste gesäumt. Die Arme gehen in Form eines Bogens ineinander über. Die Armenden sind kugelig verdickt und zeigen ein unregelmäßiges Muster polygonaler Poren. Das Zentralfeld ist schlecht erhalten, so daß lediglich eine Einsenkung in der Mitte des Gehäuses beschrieben werden kann. Die Armober- und -unterseiten zeigen Ansätze einer medianen Rippe.

Bemerkung: Das Stück zeigt Merkmale von *Angulobracchia digitata* BAUMGARTNER, wie die marginale Leiste der Arme und die kugeligen Armenden. Es unterscheidet sich jedoch von dieser Art durch das Fehlen der Armverlängerungen und die bogenartigen Übergänge zwischen den Armen.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Obertithon.

Angulobracchiinae gen et sp. indet.

Forma 1:
Taf. 13; Fig. 5, 6

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Zweiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme zeigt zwei Doppelreihen wechselständiger triangularer Porenrahmen. Das Zentralfeld wird durch leichte Ausbuchtungen der Kontur und durch ein unregelmäßiges Porenmuster deutlich. Die Armenden sind rautenförmig verbreitert und besitzen ebenfalls ein unregelmäßiges Porenmuster. An den Externseiten der Armenden entspringen zentrale und laterale Primärstacheln.

Bemerkung: Es handelt sich bei diesen Formen um zweiarmige Angulobracchiinen aus der morphologischen Reihe der Gattung *Angulobracchia* BAUMGARTNER. Sie passen zur dreiarmigen Art *Angulobracchia media* n. sp.

Vorkommen: Gartenau, Trattberg.

Alter: Tithon-Berrias.

Forma 2:
Taf. 13, Fig. 7

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Zweiarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme zeigt zwei Doppelreihen wechselständiger triangularer Porenrahmen. Das Zentralfeld wird durch leichte Ausbuchtungen der Kontur und durch ein unregelmäßiges Porenmuster deutlich. Vom Zentralfeld zweigt ein dritter Arm rechtwinklig ab. Er besitzt eine kugelförmige distale Verdickung und hat eine spongiöse Oberfläche. Die Enden der beiden Hauptarme sind ungleich entwickelt. Eines ist rautenförmig verdickt, das andere ist trapezförmig. Beide besitzen ein unregelmäßiges Porenmuster. Am rautenförmigen Ende befindet sich ein zentraler Primärstachel, am trapezförmigen sind kleinere Lateralstacheln unregelmäßig verteilt.

Bemerkung: Es läßt sich eine morphologische Beziehung vom vorliegenden Stück zu dem unter Forma 1, Taf. 13, Fig. 5 aufgeführten Exemplar herstellen. Der rechtwinklig abstehende dritte Arm ist eine weitergewachsene Ausbuchtung des Zentralfeldes, die bei Forma 1 noch nicht in dieser Weise entwickelt ist. Möglicherweise gibt dies Aufschluß über den Wachstumsmodus der vierarmigen Hagiastriden. Bei der Ontogenese könnte zuerst ein zweiarmiges und anschließend über ein rechtwinklig dreiarmiges Stadium das vierarmige Endstadium erreicht werden.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Forma 3:
Taf. 13, Fig. 8

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Vierarmiger Patulibracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme zeigt eine Doppelreihe einfacher Poren, die ein orthogonales Muster bilden. Drei Arme enden mit drei in der Äquatorebene angeordneten triradiaten Primärstacheln. Ein Arm besitzt eine Bracchiopyle.

Bemerkung: Hiermit wird zum erstenmal eine vierarmige Form aus der morphologischen Reihe von *Halesium* PESSAGNO dokumentiert.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Tithon-Berrias.

Gattung *Tetrarectangulum* n. gen.

Typus-Art: *Tetrarectangulum spinosum* n. sp.

Diagnose: Vierarmiger Angulobracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Das Porenmuster der Gehäuseober- und -unterseite variiert von Doppelreihen einfacher Poren über mehrreihig angeordnete einfache Poren bis zu ungeregelter Verteilung einfacher Poren. Die Arme sind nach distal verjüngt. Sie enden entweder mit einem berippten Primärstachel oder mit einer poraten Armverlängerung, die ihrerseits einen Primärstachel tragen kann.

Differentialdiagnose: *Tetrarectangulum* n. gen. ist die vierarmige Variante der morphologischen Reihe der An-

gulobracchiinae. Sie besitzt einen patulibracchiiden Armquerschnitt. Es gibt keine Bracchiopyle. Die Porenmuster entsprechen denen von *Halesium* und *Angulobracchia*.

Derivatio nominis: Tetra = vier, Rectangulum = Rechteck. Die Bezeichnungen sollen die Vierarmigkeit des Gehäuses und den charakteristischen Armquerschnitt beschreiben.

Enthaltene Arten: *Tetrarectangulum spinosum* n. sp.
Tetrarectangulum poratum n. sp.
Tetrarectangulum sp. A
Tetrarectangulum sp. B
Tetrarectangulum sp. C

Tetrarectangulum spinosum n. sp.
Taf. 13, Fig. 9, 10

Material: 5 Exemplare.

Diagnose: vierarmiger Angulobracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme besitzt ein regelmäßiges Porenmuster mit einer Doppelreihe einfacher, quadratischer Porenrahmen. Die Längsrippen sind mit durchlaufenden Querleisten untereinander verbunden. Dadurch entsteht ein orthogonales Maschenwerk. Auf den Kreuzpunkten der Porenrahmen sitzen Knoten. Das Zentralfeld zeigt eine unregelmäßige Verteilung von Knoten. Die Medullarschale ist seitlich sichtbar und besteht aus spongiösem Gewebe. Aus jedem Armende entspringt ein langer triradiater Stachel.

Differentialdiagnose: *Tetrarectangulum spinosum* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Tetrarectangulum*-Arten durch die orthogonale Anordnung der zwei Reihen quadratischer Poren auf der Cortikalschale der Arme.

Derivatio nominis: Spinosum = bestachelt. Damit wird die Ausbildung von insgesamt vier langen Stacheln an den Armenden zum Ausdruck gebracht.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen			
Länge Arme	112	67	67	100	67
Breite Arme	75	45	45	67	50
Länge Stacheln	225	200	200	200	117
BSP Prot. Nr.	5077	5078	5079	5080	5081

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Regenspitze, Profil R, Probe R 19, auf dem Gratweg von der Feichtenstein-Alm zur Regenspitze.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Gartenau, Marktschellenberg.

Tetrarectangulum poratum n. sp.
Taf. 14, Fig. 1–3

Material: 6 Exemplare.

Diagnose: Vierarmiger Angulobracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme besitzt ein unregelmäßig ausgebildetes Muster polygonaler Porenrahmen, auf deren Kreuzpunkten Knoten sitzen. Aus den Armenden entspringen porate Armverlängerungen, die aus 6 Längsrippen bestehen und einen hexagonalen Querschnitt haben. Mit den Längsrippen alternieren 6 einfache Reihen rechteckiger Poren. Die Länge der Armverlängerungen ist unterschiedlich und kann die der Arme erreichen.

Differentialdiagnose: *Tetrarectangulum poratum* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Tetrarectangulum*-Arten durch den Besitz eines unregelmäßigen Porenmusters und hexagonaler Armverlängerungen.

Bemerkung: Der Bau der Armverlängerungen entspricht dem der Arme von *Archaeotritrabs* n. gen. Das Wesen der Armverlängerungen als Bracchiopyle-ähnliche Strukturen kann zwar vermutet werden, doch zeigen andere Formen von *Tetrarectangulum*, daß ihre Armverlängerungen mit einem Primärstachel abschließen, den echte Bracchiopylen nicht haben. Baumgartner (1980: 314) dokumentiert hexagonale Armverlängerungen mit gleichem Porenmuster bei dreiarmigen Paronaellen. Im untersuchten Material fällt auf, daß bei gleicher Gesamtgröße des Gehäuses, einschließlich Arme und Armverlängerungen, die Länge der Arme variieren kann. Dies gibt Anlaß zur Vermutung, daß sich im Laufe der Ontogenie von *Tetrarectangulum* zuerst Längsrippen mit hexagonalem Querschnitt und später rechteckige Arme gebildet haben (Abb. 22).

Derivatio nominis: Poratum = porig. Damit soll der porate Bau der Armverlängerungen deutlich gemacht werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Länge Arme	115	117	100	100	75	89
Breite Arme	50	67	60	65	75	66
Länge Armverlängerungen	50	84	80	120	200	220
Breite Armverlängerungen	33	33	40	43	50	55
BSP Prot. Nr.	5071	5072	5073	5074	5075	5076

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Obertithon – Untervalangin).

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 47, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

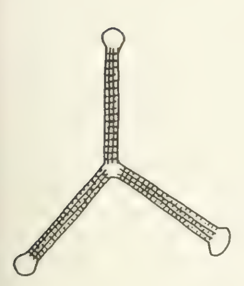
Vorkommen: Gartenau, Marktschellenberg, Trattberg.

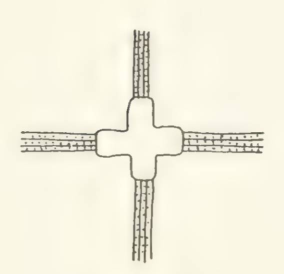
Tetrarectangulum sp. A
Taf. 14, Fig. 4

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Vierarmiger Angulobracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme zeigt eine Reihe rundlicher bis rechteckiger Porenrahmen, an deren Kreuzpunkten große Knoten entwickelt sind. Das Zentralfeld weist eine unregelmäßige Anordnung von Knoten zwischen unterschiedlich geformten Poren auf. Die Arme sind nach distal abgeflacht. Auf den Armenden sitzt je ein langer triradiater Stachel.

Bemerkung: Die Form zeigt Merkmale von *Emiluvia*, wie z. B. die deutliche Knotenbildung an der Basis der Primärstacheln.





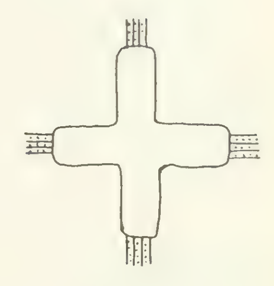


Abb. 22: Vergleich von *Archaeotritrabs* n. gen. mit *Tetrarectangulum* n. gen. Die Oberflächenskulptur der Arme von *Archaeotritrabs gracilis* n. sp. gleicht der der Armverlängerungen von *Tetrarectangulum poratum* n. sp.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Kimmeridge? – Tithon.

Tetrarectangulum sp. B
Taf. 14, Fig. 5

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Vierarmiger Angulobracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme zeigt im proximalen Teil undeutlich mehrere (bis zu vier) Reihen einfacher Poren, die durch Querleisten orthogonal miteinander verbunden sind. Im distalen Abschnitt der Arme werden die Porenreihen auf eine reduziert. Das Zentralfeld ist flach und zeigt wegen der schlechten Erhaltung nur an wenigen Stellen ein regelmäßiges Maschenwerk. Aus jedem Armende entspringt ein langer triradiater Stachel, an dessen Basis zwei besonders große Knoten der Arme sitzen.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Tetrarectangulum sp. C
Taf. 14, Fig. 6

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Vierarmiger Angulobracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Cortikalschale der Arme zeigt eine unregelmäßige Anordnung von einfachen Porenreihen, die bis in das flache Zentralfeld reichen. Aus den Armenden entspringen porate Armverlängerungen, die mit einem triradiaten Stachel abschließen. Die Armverlängerungen bestehen aus 6 Längsrippen, die mit einfachen Porenreihen alternieren. Der stachelartige Abschluß der Armverlängerungen ist so gebaut, daß zuerst zwei nebeneinanderliegende Längsrippen zu einer verschmelzen und die drei daraus resultierenden Rippen den triradiaten Querschnitt am Stachelende ergeben.

Bemerkung: Bei dem Stück in Abb. 6 handelt es sich um das bislang einzige Exemplar des untersuchten Materials, welches das wirkliche Ende der hexagonalen Armverlängerungen zeigt. Damit wird der eventuelle Charakter der Armverlängerungen als Bracchiopylen in Frage gestellt.

Vorkommen: Kaltenhausen.

Alter: Tithon-Berrias.

Tetrarectangulum sp. D
Taf. 14, Fig. 7

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Vierarmiger Angulobracchiide mit rechteckigem Armquerschnitt. Die Arme zeigen zwei bis vier linear angeordnete Porenreihen, die ohne scharfe Grenze in Armverlängerungen mit hexagonalem Querschnitt übergehen. Das Zentralfeld ist kissenartig erhöht und zeigt eine unregelmäßige Verteilung von Knoten und polygonalen Poren. Die Armverlängerungen bestehen aus 6 Längsrippen, die mit 6 einfachen Porenreihen alternieren.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Unterfamilie Staurolonchidae Haeckel 1881 emend. Pessagno 1977a

Typus-Gattung: *Staurolonche* Haeckel 1881

Gattung *Emiluvia* Foreman 1973

Typus-Art: *Emiluvia chica* Foreman 1973

Emiluvia pessagnoi Foreman s. l.

Die Originalabbildung von Foreman (1973) und die Durchlichtaufnahme von Foreman (1975) lassen die beschriebenen Bestimmungsmerkmale kaum erkennen. Pessagno (1977a) bildet im Zuge seiner Emendierung der Gattung *Emi-*

luvia Stücke mit vollkommen anderer Oberfläche ab. Die von BAUMGARTNER et al. (1980) und BAUMGARTNER (1984) beschriebenen Formen entsprechen denen von PESSAGNO.

Das Material der Osterhorngruppe enthält viele Exemplare von *Emiluvia pessagnoi* FOREMAN. Dabei können erfreulicherweise Übergänge zwischen den in der Literatur dokumentierten Formen beobachtet werden. Durch die offensichtliche Existenz einer morphologischen Reihe zwischen beiden Typen wird *Emiluvia pessagoi* FOREMAN s. l. auf dem Unterart-Niveau aufgespalten.

Emiluvia pessagnoi pessagnoi FOREMAN
Taf. 14, Fig. 8–11

1973 *Emiluvia pessagnoi* FOREMAN, S. 262, Taf. 8, Fig. 6 (Oberjura-Unterkreide, Northwest Pacific Basin).

Material: 6 Exemplare.

Diagnose: Quadratisches, kissenförmiges Gehäuse mit vier triradiaten Primärstacheln und einer kreuzförmigen Porenanordnung auf der Cortikalschale.

Beschreibung: Quadratisches, kissenförmig aufgewölbtes Gehäuse mit vier Primärstacheln. Die Seiten des Quadrates sind leicht konkav. Die Primärstacheln sitzen in den Ecken. Ihr Querschnitt ist triradiat. Das Porenmuster der Cortikalschale zeigt einen kreuzförmigen Charakter: Von der Stachelbasis aus verläuft eine Knotendoppelreihe, die eine einfache Reihe großer rechteckiger bis rundlicher Porenrahmen umschließt, zum Zentrum der Oberfläche und verbindet sich dort mit der Knotendoppelreihe des gegenüberliegenden Stachels. Diese Verbindung ist nicht immer vollständig. Zusammen mit der Knotendoppelreihe der beiden anderen Stacheln wird eine kreuzförmige Skulptur gebildet. Das übrige Maschenwerk ist unregelmäßig ausgebildet und besteht aus unterschiedlich großen polygonalen Poren. Einige Exemplare sind stark korrodiert. Die Cortikalschale ist hier nicht mehr vorhanden und es sind die Strukturen der Medullarschale sichtbar. Die großen Porenrahmen der Cortikalschale sind von einem feinen Porenmuster unterlegt. In jeder großen Pore sind etwa vier kleine Poren des darunterliegenden Skeletts sichtbar. Die Seiten des Gehäuses sind bei einigen Exemplaren von einem spongiösen Patagium umgeben.

Differentialdiagnose: Diese Unterart unterscheidet sich von der Unterart *Emiluvia pessagnoi multipora* n. ssp. durch die regelmäßige Anordnung der Porenrahmen in Form eines die Stacheln verbindenden Kreuzes.

Bemerkung: Die untersuchten Formen zeigen deutlich Übergänge von völlig intakter Cortikalschale mit regelmäßigen Oberflächenstrukturen bis zu stark erodierten Gehäusen mit deutlich erkennbarem Porenmuster der Medullarschale.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon-Berrias.

Emiluvia pessagnoi multipora n. ssp.
Taf. 15, Fig. 1, 2

1977a *Emiluvia pessagnoi* F. PESSAGNO, S. 76, Taf. 5, Fig. 8 (Untertithon, California Coast Ranges).
1980 *Emiluvia pessagnoi* F. BAUMGARTNER et al., S. 53, Taf. 1, Fig. 10 (Oberoxford-Berrias, Argolis, Griechenland).
1984 *Emiluvia pessagnoi* F. BAUMGARTNER, S. 762, Taf. 3, Fig. 3 (Oxford-Berrias).
1984 ?*Halodictya* (?) *hojnosi* R. & S. BAUMGARTNER, S. 767, Taf. 4, Fig. 11 (nicht Fig. 10).

Material: über 50 Exemplare.

Diagnose: Quadratisches, kissenförmiges Gehäuse mit vier triradiaten Primärstacheln und unregelmäßigem Porenmuster.

Beschreibung: Großes quadratisches, kissenförmig gewölbtes Gehäuse mit vier langen, triradiaten Primärstacheln. Die Stacheln sitzen in den Ecken des Quadrates. Das Porenmuster der Cortikalschale besteht aus unregelmäßig verteilten polygonalen Porenrahmen. Bei einigen Exemplaren ist eine schwach lineare Anordnung der Poren erkennbar. Auf den Kreuzpunkten der Porenrahmen sind Knoten entwickelt. Die Seiten des Gehäuses zeigen ein feinporiges Maschenwerk.

Differentialdiagnose: Die Unterart unterscheidet sich von *Emiluvia pessagnoi pessagnoi* FOREMAN durch die unregelmäßige Anordnung der Porenrahmen. Problematisch ist der Vergleich mit der sehr ähnlichen Art *Halodictya hojnosi* RIEDEL & SANFILIPPO (1974), deren Diagnose ein spongiöses patagiumähnliches Maschenwerk im Armbereich fordert. Die von BAUMGARTNER (1984) als *Halodictya* (?) *hojnosi* R. & S. ohne Patagium dokumentierte Form mit kräftigeren Stacheln dürfte jedoch in die Nähe der oben beschriebenen Unterart zu stellen sein.

Bemerkung: Die untersuchten Exemplare lassen eindeutig Übergänge zwischen den beiden Unterarten erkennen. Vor allem bei *Emiluvia pessagnoi multipora* n. ssp. ist die Tendenz zur regelmäßigen Anordnung der Poren im Ansatz zu beobachten.

Derivatio nominis: Multus = viel, Poros = Öffnung, Pore. Für die Kennzeichnung der vielen Poren der Cortikalschale.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Durchmesser Gehäuse						
diagonal	240	244	245	266	280	220
Länge Stacheln	180	220	240	244	243	177
BSP Prot. Nr.	5082	5083	5084	5085	5086	5087

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Obertithon – Untervalangin).

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 39, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Kaltenhausen, Trattberg, Gartenau, Marktschellenberg.

Emiluvia tecta n. sp.

Die Emiluvien der Osterhorngruppe sind vielgestaltig. Neben den großen Formen um *Emiluvia pessagnoi* FOREMAN sind mittelgroße Vertreter aus der Gruppe *Emiluvia antiqua* (RÜST) = *Staurosphaera antiqua* RÜST sehr häufig. Ihre Bestimmung ist mit einem normalen Literaturvergleich nicht

möglich. Die Formen sind durch größtenteils unregelmäßige Knotenanordnungen gekennzeichnet, die nach eingehender Analyse auf verschiedene Grundmuster zurückzuführen sind.

Methode: Um das zugrundeliegende Muster zu erkennen, werden zunächst die Knotentypen auf dem Gehäuse benannt (Abb. 23). Wichtig ist die Konfiguration der Internknoten. Da diese unregelmäßig verteilt sind, werden sie im Bedarfsfall um eine kurze Strecke so weit verschoben, bis ein symmetrisches Knotenmuster entsteht. Es geht bei diesem Vorgang darum, die Entfernung zur symmetrischen Anordnung so kurz wie möglich zu halten.

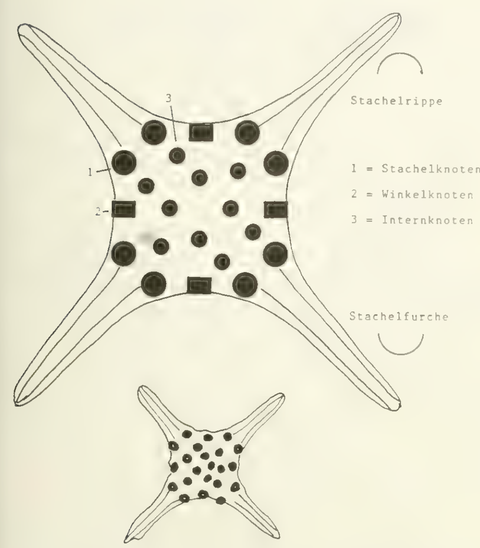


Abb. 23: Benennung der Knoten auf der Cortikalschale von *Emiluvia* (oben) und natürliche Verteilung der Knoten bei *Emiluvia tecta* n. sp. (unten).

1977 *Staurosphaera antiqua* RUST, MUZAVOR, S. 52, Taf. 1, Fig. 8 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1981 *Emiluvia antiqua* (R.), STEIGER, Taf. 14, Fig. 8 (Tithon, Trattberg, Nördliche Kalkalpen, Österreich).

Material: über 100 Exemplare.

Diagnose: Kissenförmiges Gehäuse mit quadratischem Umriß. In jeder Ecke des Quadrates sitzt ein triradiater Stachel. Die Cortikalschale zeigt polygonale Poren und zwischen 19 und 25 marginal regelmäßig und zentral unregelmäßig verteilte Knoten. Einige zusätzliche Knoten sind möglich. Diagonal sich gegenüberstehende Stacheln sind deckungsgleich. Die Stacheln einer Diagonale sind gegenüber denen der anderen um 180 Grad gedreht angebracht.

Beschreibung: Das quadratische Gehäuse besitzt an den Seiten ein regelmäßiges und im Zentrum der Oberfläche ein unregelmäßiges Muster kugeliger Knoten. Die Anzahl der Knoten schwankt zwischen 19 und 25, konzentriert sich aber auf zwei Maxima mit 20 und 24 Stück. Die Primärstacheln sind triradiat. Sie sind so angeordnet, daß zwei diagonal gegenüberliegende Stacheln deckungsgleich sind: Bei einer Diagonale liegt eine Stachelrippe, bei der anderen die Rippenmulde oben. Das Knotenmuster ist teilweise von dieser Stachelkonfiguration abhängig und gliedert sich wie folgt:

1. Zwei Knoten an der Stachelbasis = Stachelknoten.
2. Ein Knoten im Winkel zwischen den Stacheln = Winkelknoten.
3. Unregelmäßig verteilte Knoten im Inneren der Gehäuseoberfläche = Internknoten.

Das Porenmuster des Gehäuses ist unregelmäßig polygonal.

Differentialdiagnose: *Emiluvia tecta* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Emiluvia*-Arten durch die unregelmäßige Anordnung der Knoten auf der Cortikalschale. *Emiluvia orea* BAUMGARTNER 1984 ist ähnlich, doch unterscheidet sie sich durch ein anderes „verstecktes" Knotengrundmuster mit mehr Internknoten, durch längere Stacheln und durch die doppelte Größe von der oben beschriebenen Art.

Derivatio nominis: Tectus = versteckt. Der Begriff wird zur Charakterisierung der „versteckten" regelmäßigen Knotenanordnung auf der Gehäuseoberfläche verwendet.

Beziehung: *Staurosphaera antiqua* RÜST (Originalabbildung von RUST, 1885) und *Emiluvia antiqua* (RUST) (Abbildung von PESSAGNO, 1977a, Taf. 4, Fig. 9) besitzen keine Knoten. Die Rekonstruktion eines Knotenmusters durch die Zuordnung von Kreuzpunkten der Porenrahmen ergibt eine Anordnung, die einem der Knotengrundkonfigurationen (Grundmuster 1) entspricht (Abb. 24). Infolgedessen besteht die Möglichkeit, daß *Staurosphaera antiqua* RUST die Medullarschale von *Emiluvia tecta* n. sp. darstellt. Gegen diese These spricht jedoch, daß aus dem Material der Osterhorngruppe bisher keine Form mit dem Porenmuster von *Staurosphaera antiqua* RUST bekannt ist.

Bemerkung: *Emiluvia tecta* n. sp. beinhaltet 8 Knotengrundmuster, die durch von der Anordnung der Internknoten abhängig sind (Abb. 25). Die Gesamtanzahl aller Knoten des Gehäuses steigt kontinuierlich von 19 auf 25 (ohne 21). Zwei Grundmuster dominieren und sollen auf dem Unterart-Niveau unterschieden werden.

Emiluvia tecta decussata n. ssp.
Taf. 15, Fig. 3

Material: mehr als 50 Exemplare.

Diagnose: *Emiluvia tecta* n. sp. mit einem Internknoten-Muster, das aus 12 Knoten besteht. Die Knoten sind in zwei sich kreuzenden Doppelreihen von je 8 Knoten angeordnet.

Differentialdiagnose: *Emiluvia tecta decussata* n. ssp. unterscheidet sich von den anderen *Emiluvia tecta*-Unterarten durch das charakteristische Muster der Internknoten. Sie entsprechen dem Grundmuster 1 (Abb. 26).

Derivatio nominis: Decussatus = kreuzförmig. Damit soll die kreuzförmige Anordnung der Knotendoppelreihen gekennzeichnet werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Durchmesser Gehäuse						
diagonal	157	120	143	128	146	130
Länge Stacheln	114	90	128	140	180	95
BSP Prot. Nr.	5088	5089	5090	5091	5092	5093

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Untervalangin).

Bemerkung zum Alter: *Emiluvia tecta decussata* n. ssp. erweist sich bei der quantitativen Analyse als die dominierende Form der älteren Proben. Ihre Hauptverbreitung liegt demnach im Tithon – Unterberrias.

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 39, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

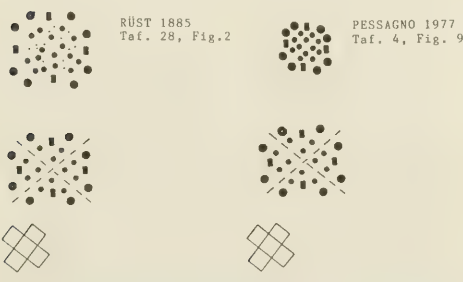


Abb. 24: Rekonstruktion der Internknoten-Grundmuster bei *Staurosphaera antiqua* RÜST und *Emiluvia antiqua* (R.) PESSAGNO. In beiden Formen läßt sich das *Emiluvia tecta*-Grundmuster 1 erkennen.

Emiluvia tecta diagonalis n. ssp.
Taf. 15, Fig. 4

Material: über 50 Exemplare.

Diagnose: *Emiluvia tecta* n. sp. mit einem rekonstruierten Knotenmuster in Form einer diagonal stehenden Doppelreihe mit 4 Knotenpaaren, die von einer Einfachreihe von 2 in der Nähe der Stachelknoten gelegenen Knoten gekreuzt wird (Grundmuster 2, Abb. 26). Die Zahl der Internknoten ist somit 10, die aller Knoten des Gehäuses 22. Die Knotendoppelreihe verläuft, mit einer fraglichen Ausnahme, immer dort, wo sich die Furchen der beiden Primärstacheln gegenüberstehen.

Differentialdiagnose: Die Unterart unterscheidet sich von den anderen durch das oben beschriebene Knotenmuster.

Derivatio nominis: Diagonalis = in Form einer Diagonale. Damit wird auf die diagonal verlaufende Knotendoppelreihe Bezug genommen.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Durchmesser Gehäuse						
diagonal	120	200	130	150	125	140
Länge Stacheln	110	134	90	113	113	160
BSP Prot. Nr.	5094	5095	5096	5097	5098	5099

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Untervalangin).

Bemerkung zum Alter: *Emiluvia tecta diagonalis* n. ssp. ist in den höheren Profil-Abschnitten vorherrschend. Ihre Dominanz kennzeichnet den Zeitbereich zwischen Oberberrias und Untervalangin.

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 39, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Trattberg, Gartenau, Marktschellenberg.

Emiluvia tecta ssp.

Die nur in Einzelexemplaren vorkommenden Formen mit den übrigen Knotengrundmustern werden in der Reihenfolge steigender Knotengesamtzahl beschrieben.

Grundmuster 3
Taf. 15, Fig. 5

1987 *Emiluvia* sp. PAVSIC & GORICAN, S. 25, Taf. 3, Fig. 8 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Das Knotenmuster besteht aus einer Diagonale von 2 Knotenpaaren, die von einer Einfachreihe von 3 Knoten gekreuzt wird. Die Internknotenzahl ist 7, die Gesamtknotenzahl ist 19. Die Knotendoppelreihe liegt in der Verlängerung der Muldenskulptur der Primärstacheln.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Grundmuster 4
Taf. 15, Fig. 6

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Das Knotenmuster dieser Form besteht aus einer diagonalen Doppelreihe mit 3 Knotenpaaren, die von einer Einfachreihe mit 4 Knoten gekreuzt wird. Dadurch ergibt sich eine Zahl von 8 Internknoten und eine Gesamtzahl von 20 Knoten. Die Doppelreihe verläuft in der Verlängerung der Muldenskulptur der Primärstacheln.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Grundmuster 5
Taf. 15, Fig. 7

1987 *Emiluvia* sp. PAVSIC & GORICAN, S. 25, Taf. 3, Fig. 7 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: In diesem Muster besteht eine Diagonale aus drei, die andere aus zwei Knotenpaaren. Die letztgenannte Diagonale quert die erste in Form einer Einfachreihe aus zwei Knoten. Es entsteht eine Internknotenzahl von 10 und eine Gesamtknotenzahl von 22. Die Primärstacheln mit Muldenstrukturen münden in die Diagonale mit der Knoteneinfachreihe.

Vorkommen: Marktschellenberg.

Alter: Berrias – Untervalangin.

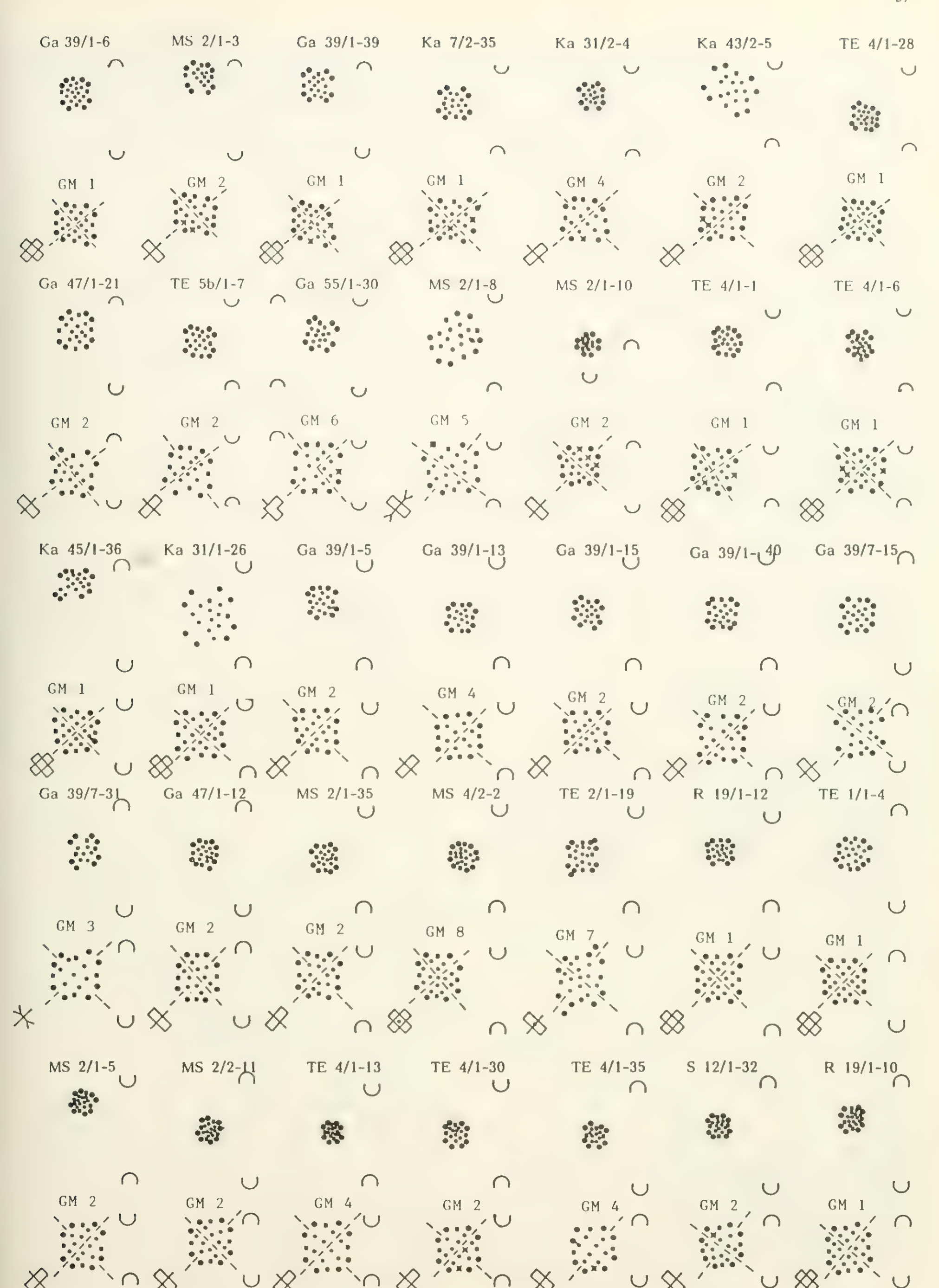


Abb. 25: Knotenkonfiguration und Rekonstruktion der Knoten-Grundmuster bei einigen Gehäusen von *Emiluvia tecta* n. sp. GM = Grundmuster.

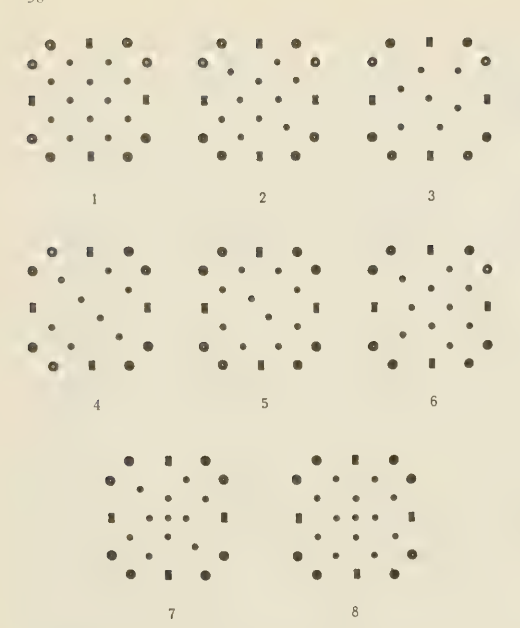


Abb. 26: Die Grundmuster der Internknoten-Anordnung bei *Emiluvia tecta* n. sp.

Grundmuster 6
Taf. 15, Fig. 8

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: In diesem Sonderfall liegen Mulden- und Rippenstrukturen der Primärstacheln nicht diagonal gegenüber, sondern nebeneinander. Die Rekonstruktion des Knotenmusters erweist sich als schwierig. Es läßt sich mit Vorsicht eine gewinkelte Konfiguration erkennen: Zwei Doppelreihen mit 3 je drei Knotenpaaren stehen senkrecht aufeinander und enden im Zentrum. An den beiden anderen Seiten des Kreuzes sitzen jeweils Einzelknoten. Die Internknotenzahl ist 10, die Gesamtknotenzahl ist 22.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Grundmuster 7
Taf. 15, Fig. 9

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Diese Anordnung entspricht dem Grundmuster 2 mit dem Unterschied, daß im Zentrum der Oberfläche ein weiterer Knoten eingebaut ist. Es resultieren 11 Internknoten und eine Gesamtknotenzahl von 23.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Grundmuster 8
Taf. 15, Fig. 10

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Diese Konfiguration entspricht dem Grundmuster 1 mit dem zusätzlichen Auftreten eines zentral gelegenen Knotens. Dadurch ergibt sich eine Zahl von 13 Internknoten. Die Gesamtknotenzahl beträgt 25.

Vorkommen: Marktschellenberg.

Alter: Berrias-Valangin.

Emiluvia hopsoni Pessagno
Taf. 15, Fig. 11

1977a *Emiluvia hopsoni* Pessagno, S. 76, Taf. 4, Fig. 14–16, Taf. 5, Fig. 1–7, Taf. 12, Fig. 15–16 (Untertithon, California Coast Ranges).
1980 *Emiluvia hopsoni* P. Baumgartner et al., Taf. 1, Fig. 9 (Oberjura-Unterkreide, Lombardische Alpen, Nord-Italien).
1981 *Emiluvia hopsoni* P. Kocher, S. 64, Taf. 13, Fig. 6–7 (Kimmeridge-Valangin, Südalpen).
1984 *Emiluvia hopsoni* P. Baumgartner, S. 762, Taf. 3, Fig. 1 (Obercallov-Berrias).

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Quadratisches Gehäuse mit vier triradiaten Primärstacheln in den Ecken der Schale. Die Stacheln sind am Ende gegabelt. Das Knotenmuster der Cortikalschale ist unregelmäßig.

Bemerkung: Das Knotenmuster der Schale gleicht dem von *Emiluvia tecta* n. sp. Es entspricht dem Grundmuster 2 (10 Internknoten, 1 Doppelreihe). Die bei anderen abgebildeten Exemplare können je nach Erhaltungszustand auch in das Schema der Grundmuster eingeordnet werden: Pessagno 1977, Taf. 4, Fig. 15 = Grundmuster 3, Baumgartner et al., Taf. 1, Fig. 9 = Grundmuster 5). Dadurch ergibt sich das Problem, ob *Emiluvia hopsoni* Pessagno möglicherweise eine ökologisch bedingte Variante von *Emiluvia tecta* n. sp. ist.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Familie Pentasphaeridae Squinabol 1904
Typus-Gattung: *Pentasphaera* Squinabol 1904

Gattung *Pentasphaera* Squinabol 1904
Typus-Art: *Pentasphaera longispina* Squinabol 1904

Pentasphaera sp.
Taf. 15, Fig. 12

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Fünfzähliges, scheibenförmiges Gehäuse mit unregelmäßigem Muster polygonaler Poren. 5 Primärstacheln sind in der Äquatorebene angeordnet. Ihr Querschnitt ist triradiat. Die Stachelbasis ist kompliziert gebaut. Der Stachel sitzt mit 6 schmalen Rippen auf dem Gehäuse. Zwei benachbarte Rippen verbinden sich nach distal zu einer großen, bis zum Stachelende verlaufenden Rippe. Am Beginn der 6 kleinen Rippen sitzt jeweils ein Stachelknoten. Das Gehäuse erhält eine bilaterale Symmetrie dadurch, daß drei Stacheln mit ihren Rippen und zwei mit ihren Furchen in die Gehäuseoberfläche laufen. Die Symmetrieebene liegt zwischen zwei Stacheln, deren Rippen nach oben stehen, und verläuft

auf der anderen Gehäuseseite longitudinal durch den dritten derartigen Stachel. Die Gehäuseoberfläche zeigt neben dem polygonalen Porenmuster unregelmäßig verteilte Knoten.

Vorkommen: Regenspitze.

Alter: Oxford – Kimmeridge. Tithon.

Unterordnung Nassellariina EHRENBERG 1875

Familie Stichocapsidae HAECKEL 1881
Typus-Gattung: *Stichocapsa* HAECKEL 1881

Gattung *Stichocapsa* HAECKEL 1881
Typus-Art: *Stichocapsa jaspidea* RUST 1885

Stichocapsa sp. aff. *S. decora* RUST
Taf. 16, Fig. 1

1885 *Stichocapsa decora* RUST, S. 319, Taf. 17, Fig. 4 (Oberjura, Westschweiz).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Längliches Gehäuse mit etwa 7 Segmenten. Das letzte Segment ist kugelig und zeigt 17 senkrecht verlaufende Reihen wechselständiger hexagonaler Poren. Die Segmente des Gehäusevorderabschnitts besitzen ein orthogonales Gittermuster. Das vorderste Drittel der Schale ist glatt und porenlos.

Bemerkung: Gegenüber dem Originalmaterial von RÜST (1885) enthält die vorliegende Form mehr senkrechte Porenreihen auf dem letzten Segment.

Vorkommen: Kaltenhausen.

Alter: Obertithon.

Familie Syringocapsidae PESSAGNO 1977a
Typus-Gattung: *Syringocapsa* NEVIANI 1900

Die Familie Syringocapsidae wird von PESSAGNO (1977a) aus der Unterfamilie Syringocapsinae FOREMAN (1973) gebildet. Die Syringocapsinae im Sinne von FOREMAN sind in der Familie der Amphipyndacidae RIEDEL (1967) eingeordnet. PESSAGNO (1977a: 90) bemerkt richtig die geringe Ähnlichkeit der Syringocapsen mit *Amphipyndax* FOREMAN und stellt sie in eine eigene Familie. Darin sind mehrsegmentige Cyrtoidea mit sehr kleinen Segmenten im Vorderteil und einem sehr großen letzten Segment eingeschlossen. Ein Porentubus kann vorhanden sein oder fehlen. Enthaltene Gattungen sind *Syringocapsa* NEVIANI, *Sethocapsa* HAECKEL, *Podocapsa* RÜST, *Dibolachras* FOREMAN, *Podobursa* WISNIOWSKI, *Trisyringium* VINASSA und *Urocyrtis* PANTANELLI.

In der Literatur und am Material der Osterhorngruppe lassen sich zwei Gruppierungen innerhalb der Syringocapsidae feststellen. Eine Gruppe besteht aus Formen, bei denen Gattungen sehr große Ähnlichkeiten aufweisen und sich nur im Vorhandensein oder dem Fehlen eines Porentubus unterscheiden, z. B. *Sethocapsa trachyostraca* FOREMAN (ohne Porentubus) und *Syringocapsa lucifer* BAUMGARTNER (mit Porentubus) oder *Sethocapsa leiostraca* FOREMAN mit und ohne Porentubus. Die zweite Gruppe beinhaltet Formen, die ausschließlich mit Porentubus in Erscheinung treten.

Im folgenden wird die erstgenannte Gruppe weiterhin unter der Familien-Bezeichnung Syringocapsidae im Sinne von PESSAGNO geführt.

Gattung *Syringocapsa* NEVIANI 1900
Typus-Art: *Theosyringium robustum* VINASSA 1900

Syringocapsa lucifer BAUMGARTNER
Taf. 16, Fig. 2, 3

1984 *Syringocapsa lucifer* BAUMGARTNER, S. 786, Taf. 9, Fig. 5 (Berrias, Cittiglio, Nord-Italien).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Sehr großes Gehäuse mit 6 Segmenten. Die ersten 5 Segmente bilden einen konischen Abschnitt. Die Cephalis ist immer glatt und porenlos. Bei einigen Exemplaren sind die ersten 3 Segmente mit einer Deckschicht überzogen: die übrigen Segmente sind spongiös. Das 6. Segment ist halbkugelig und zweimal so hoch wie die vorhergehenden zusammen. Seine spongiöse Oberfläche besteht aus unterschiedlich großen rundlichen Poren, die in Zweier-, Dreier- und Vierergruppen von größeren, polygonalen Rahmen umgeben sind. Auf den Kreuzpunkten dieser Rahmen sitzen, unregelmäßig verteilt, kurze Stacheln mit rundem Querschnitt. Auf der Unterseite des Gehäuses entspringt ein Postabdominaltubus, der direkt am Kontakt zum letzten Segment das gleiche Porenmuster wie dieses zeigt und im weiteren Verlauf porenlos endet.

Bemerkung: *Syringocapsa lucifer* BAUMGARTNER besitzt im Bereich des segmentierten Gehäuses die gleichen Oberflächenmerkmale wie *Sethocapsa trachyostraca* FOREMAN. Die Form unterscheidet sich nur durch ihre Größe und den Postabdominaltubus. Möglicherweise handelt es sich bei *Syringocapsa lucifer* BAUMGARTNER um reproduktive Gehäuse von *Sethocapsa trachyostraca* FOREMAN.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon-Berrias.

Syringocapsa agolarium FOREMAN
Taf. 16, Fig. 4, 5

1973 *Syringocapsa agolarium* FOREMAN, S. 268, Taf. 1, Fig. 5, Taf. 16, Fig. 17 (Valangin-Hauterive, Northwest Pacific Basin).
1984 *Syringocapsa agolarium* F. BAUMGARTNER, S. 786, Taf. 9, Fig. 3–4 (Berrias-Hauterive).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Spindelförmiges Gehäuse mit 3 Segmenten und einem kurzen Porentubus. Cephalis und Thorax bilden einen konischen Proximalteil. Das Abdomen ist kugelig und besitzt ein reguläres Muster hexagonaler Porenrahmen und unregelmäßig verteilte Stacheln. Der Porentubus hat ebenfalls hexagonale Poren und zeigt die gleiche Form wie der Proximalteil.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Syringocapsa coronata n. sp.
Taf. 16, Fig. 6, 7

Material: 6 Exemplare.

Diagnose: Große Gehäuse mit 3 Segmenten, konzentrisch angeordneten Porenreihen, einem Stachelring und einem kurzen Postabdominaltubus.

Beschreibung: Die Cephalis trägt ein kleines Apikalhorn. Der Thorax ist ringförmig und hat zwei Porenreihen. Das Abdomen ist doppelt so breit und so hoch wie Cephalis und Thorax zusammen. Oberhalb des Äquators sitzen etwa 10 mittellange rundliche Stacheln in einer Ebene. Das Porenmuster besteht aus hexagonalen Porenrahmen, die axial konzentrisch angeordnet sind. Die größten Poren liegen äquatorial. Der Porentubus ist kurz, etwa schmäler als der Thorax, und mit großen hexagonalen Porenrahmen versehen.

Differentialdiagnose: Die Art unterscheidet sich von den anderen *Syringocapsa*-Arten durch die konzentrisch angelagerten Porenreihen des Abdomens und den Stachelkranz, der in einer Ebene oberhalb des Äquators liegt.

Derivatio nominis: Corona = Krone. Nach dem kronenartigen Stachelkranz des Abdomens.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Höhe Gehäuse	550	525	350	400	220	300
Höhe Abdomen	275	225	150	150	110	150
Breite Abdomen ohne Stacheln	450	475	220	220	140	220
Durchmesser Poren äquatorial	25	20		—	—	—
BSP Prot. Nr.	5163	5164	5165	5166	5167	5168

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Berrias).

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 53, Steinbruch Gartenau bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Gartenau.

Syringocapsa sp. aff. *S. coronata* n. sp.

Die hohe Variabilität der mit *Syringocapsa coronata* n. sp. verwandten Formen drückt sich in kleinen Unterschieden in den Porenmustern, der Länge des Porentubus und in der Bestachelung aus. Es seien hier drei Formen beschrieben:

Forma 1:
Taf. 16, Fig. 8, 9

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Birnenförmiges Gehäuse mit 3 Segmenten, einem Stachelkranz und einem geschlossenen Postabdominaltubus. Die Cephalis ist porat und trägt ein kurzes Apikalhorn. Der Thorax hat eine konvexe Außenseite und zeigt ein unregelmäßiges Porenmuster. Das Abdomen ist das breiteste und höchste Segment des Gehäuses. Es besitzt hexagonale Porenrahmen, die nicht regelmäßig angeordnet sind. In seinem Äquatorialbereich ist ein Stachelkranz mit etwa 10 Stacheln angebracht. Der Postabdominaltubus ist kurz und ungefähr so hoch wie Cephalis und Thorax zusammen. Seine Porenrahmen sind hexagonal.

Bemerkung: Die Form hat die Proportionen, das Apikalhorn, den Stachelkranz, den Porenumriß und den Porentubus wie *Syringocapsa coronata* n. sp. Unterschiede bestehen darin, daß das Abdomen kleiner ist und daß die Poren nicht in konzentrischen Reihen angeordnet sind. Die Poren sind größer als bei *Syringocapsa agolarium* FOREMAN.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Forma 2:
Taf. 16, Fig. 10

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Das Gehäuse besteht aus 3 Segmenten. Cephalis und Thorax bilden einen flachkonischen Proximalteil. Das Abdomen ist halbkugelig. Es zeigt ein regelmäßiges Muster hexagonaler Poren, die axial in konzentrischen Reihen angeordnet sind. Oberhalb des Äquators sitzen vereinzelt kleine Stacheln. Das Abdomen geht ohne scharfe Grenze in einen kurzen geschlossenen Postabdominaltubus über.

Bemerkung: Die Form hat durch die konzentrischen Porenreihen, den Porenumriß und die über dem Äquator sitzenden Stacheln große Ähnlichkeit mit *Syringocapsa coronata* n. sp. Sie ist nur kleiner und ihre Merkmale sind weniger deutlich ausgeprägt. Bei diesem Exemplar könnte es sich um eine juvenile Form von *Syringocapsa coronata* n. sp. handeln.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Forma 3:
Taf. 16, Fig. 11

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Gehäuse mit 3 Segmenten und einem langen Postabdominaltubus. Die Cephalis besitzt zwei Hörner. Der Thorax ist porat und flachkonisch. Das Abdomen ist halbkugelig und durch einen Knick in der Kontur deutlich vom Proximalteil des Gehäuses abgegrenzt. Seine Oberfläche besteht aus axial konzentrisch angeordneten Reihen hexagonaler Poren. Der Porentubus ist lang, geschlossen und deutlich vom Abdomen abgesetzt. Sein Porenmuster gleicht dem des Abdomens.

Bemerkung: Die Form entspricht zwar vom Porenmuster und dem Umriß her *Syringocapsa coronata* n. sp., doch stellen die geteilte Cephalis und der lange Porentubus deutliche Unterschiede dar. Das Exemplar läßt hinsichtlich der Gehäusegliederung Beziehungen zur Gattung *Podobursa* WISNIOWSKI erkennen.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Syringocapsa bulbosa n. sp.
Taf. 16, Fig. 15

Material: 4 Exemplare.

Diagnose: Sehr langes Gehäuse mit 2 (?) Segmenten, einem kugeligen Abdomen und einem Porentubus. Die Cepha-

lis ist konisch, glatt und porenlos. Sie trägt kein Apikalhorn. Das Abdomen besitzt ein hexagonales Porenmuster und hat keine Stacheln. Der Porentubus ist unten offen. Seine hexagonalen Poren sind in einfachen Reihen zuerst gegen den Uhrzeigersinn, schließlich mit der Gehäuseachse angeordnet.

Differentialdiagnose: *Syringocapsa bulbosa* n. sp. unterscheidet sich von den anderen Arten von *Syringocapsa* durch den kurzen konischen Proximalteil und das kugelige, mit hexagonalen Porenrahmen besetzte Abdomen.

Bemerkung: Der segmentierte Teil des Gehäuses entspricht einer stachellosen *Sethocapsa leiostraca* FOREMAN. Möglicherweise stellt der Porentubus eine Weiterentwicklung des bei *Sethocapsa leiostraca* auftretenden kleinen Zapfens am Gehäuseende dar.

Derivatio nominis: Bulbus = Knolle. Damit wird die Kugelform des Abdomens beschrieben.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp		Paratypen	
Höhe Gehäuse	666	349	640	480
Breite Abdomen	222	215	250	220
Länge Porentubus	421	132	400	200
BSP Prot. Nr.	5159	5160	5161	5162

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom“-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Obertithon-Berrias).

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 39, Steinbruch Gartenau bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Gartenau.

Syringocapsa sp. A
Taf. 16, Fig. 12

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Großes Gehäuse mit 6 bis 7 Segmenten. Die Zahl der Segmente des konischen Proximalteils ist nicht klar ersichtlich, da eine porenlose Deckschicht den Gehäuseanfang überzieht. Das kugelförmige letzte Segment kann als spongiös bezeichnet werden, da es unregelmäßig verteilte, meist polygonale Porenrahmen besitzt. Nach unten geht es in einen schmalen Postabdominaltubus über, der nach distal Rippenbildung zeigt sowie glatt und geschlossen endet.

Bemerkung: Das Gehäuse hat im segmentierten Bereich Merkmale von *Obesacapsula* PESSAGNO. Es könnte sich um eine reproduktive Form dieser Gattung handeln.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Oberberrias.

Syringocapsa sp. B
Taf. 16, Fig. 13, 14

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Gehäuse mit 3 Segmenten und 3 langen triradiaten Stacheln. Die Cephalis ist kugelig und glatt. Der Thorax ist feinporig. Das Abdomen hat subtriangularen Querschnitt. Seine Oberfläche zeigt polygonale Porenreihen, die axial konzentrisch angeordnet sind. Die Stacheln sind oberhalb des Äquators angebracht und nach proximal orientiert. Die Porenrahmen sind hexagonal. Das Abdomen geht allmählich in einen kurzen Porentubus mit ebenfalls hexagonalen Poren über.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Tithon-Berrias.

Gattung *Podocapsa* RUST 1885, emend. FOREMAN 1973
Typus-Art: *Podocapsa guembeli* RUST 1885

Podocapsa amphitreptera FOREMAN
Taf. 17, Fig. 1

1973 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, S. 267, Taf. 13, Fig. 11 (Oberjura-Unterkreide, Northwest Pacific Basin).
1975 *Podocapsa amphitreptera* F. – FOREMAN, S. 617, Taf. 6, Fig. 15 (Berrias-Valangin, Shatsky Rise, Nord Pazifik).
1977 *Podocapsa amphitreptera* F. – MUZAVOR, S. 112, Taf. 7, Fig. 4 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1980 *Podocapsa amphitreptera* F. – BAUMGARTNER et al., S. 61, Taf. 3, Fig. 8–9 (Kimmeridge-Berrias, Argolis, Griechenland, Sizilien).
1981 *Podocapsa amphitreptera* F. – KOCHER, S. 86, Taf. 15, Fig. 20 (Kimmeridge-Berrias, Südalpen).
1982 *Podocapsa amphitreptera* F. – YAO et al., Taf. 4, Fig. 29 (Oberjura, Südwest-Japan).
1984 *Podocapsa amphitreptera* F. – SCHAAF, S. 90, Taf. 2, Fig. 1–3 (Oberjura-Untervalangin).
1984 *Podocapsa amphitreptera* F. – BAUMGARTNER, S. 780, Taf. 7, Fig. 9–10 (Oberoxford-Mitteltithon).

Material: über 50 Exemplare.

Beschreibung: Das Gehäuse besteht aus nach distal größer werdenden Segmenten. Das Abdomen ist kugelförmig. Von ihm entspringen vier längliche, tubenförmige Fortsätze. Drei Fortsätze liegen leicht nach proximal gerichtet annähernd in der Äquatorialebene des Abdomens, während der vierte Fortsatz, der Terminaltubus, axial sitzt und die distale Verlängerung des Gehäuses darstellt. Alle Fortsätze enden mit einem stumpfen Stachel. Abdomen und Fortsätze sind von fast gleich großen polygonalen, meist hexagonalen Poren durchsetzt. Das Porenmuster besteht aus geraden oder leicht gebogenen Reihen. Cephalis und Thorax sind deutlich vom Abdomen abgesetzt, erscheinen aber selbst miteinander verschmolzen. Sie sind porös. Das Porenmuster dieser Segmente ist unregelmäßig ausgebildet. Die Porengröße ist geringer, als die des Abdomens und der Fortsätze.

Bemerkung: Das Studium der Exemplare von *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN 1973 zeigt, daß gewisse Ähnlichkeiten zu *Podobursa*- und *Eusyringium*-Arten bestehen. Die Ausbildung des Terminaltubus, die Anordnung und die Richtung der Lateralfortsätze bestätigen dies. Es ist möglicherweise gerechtfertigt, den Terminaltubus von *Podocapsa amphitreptera* als viertes Segment anzusehen und die Form zu den Eucyrtidiiden zu stellen. Dadurch wäre eine Einbeziehung der Gattung in das Eucyrtidiiden-Schema möglich.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Gartenau, Kaltenhausen.

Alter: Oxford – Kimmeridge ?, Tithon – Berrias.

Parapodocapsa n. gen.

Typus-Art: *Parapodocapsa furcata* n. sp.

Diagnose: Das Gehäuse besteht aus drei nach distal größer werdenden Segmenten. Das Abdomen ist kugelig und besitzt drei langgestreckte, tubenförmige, porentragende Fortsätze. Thorax und Cephalon sitzen zentral auf dem Abdomen und sind von diesem und voneinander selbst durch Einschnürungen deutlich abgesetzt. Zwei der Fortsätze sind zueinander gebogen. Der Verlauf des dritten Fortsatzes ist gerade. Der Winkel zwischen den Fortsätzen ist annähernd 120 Grad.

Differential-Diagnose: *Parapodocapsa* n. gen. unterscheidet sich von *Podocapsa* Rüst 1885 emend. Foreman 1973 durch das Fehlen eines Terminaltubus. Die Anordnung der Fortsätze ist im Gegensatz zu *Podocapsa* derart, daß zwei der Fortsätze zueinander gebogen sind und der dritte Fortsatz gerade verläuft.

Enthaltene Art: *Parapodocapsa furcata* n. sp.

Parapodocapsa furcata n. sp.
Taf. 17, Fig. 2–4

Material: 5 Exemplare.

Diagnose: Das Gehäuse besteht aus drei nach distal größer werdenden Segmenten. Cephalon und Thorax sind aus jeweils einem Porenring aufgebaut. Das kugelige Abdomen und die drei von ihm ausgehenden Fortsätze sind überall von Poren durchsetzt. Die Porengröße ist auf allen Segmenten des Gehäuses annähernd gleich. Die Poren sind rundlich und liegen in hexagonalen Porenrahmen. Die Abdominalfortsätze sind tubenförmig und langgestreckt. Auf ihnen liegen die Poren in geraden, leicht verdrehten Reihen. Zwei der Fortsätze sind zueinander gebogen. Der dritte Fortsatz ist meistens kürzer und zeigt geraden Verlauf. Die Abdominalfortsätze besitzen im Bereich ihrer Befestigung am Abdomen eine deutliche Verdickung. Ihre Distalenden sind stumpf, wobei an diesen Stellen das deutliche Porenmuster fehlt. Der Distalbereich des Abdomens ist halbkugelig.

Differential-Diagnose: Die bisher gefundenen Exemplare sind in ihrem Aufbau alle gleich. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht mit *Podocapsa haeckeli* Rüst 1885 (siehe Bemerkung).

Bemerkung: Wahrscheinlich handelt es sich bei *Parapodocapsa furcata* n. sp. um die von Rüst 1885 beschriebene Art *Podocapsa haeckeli*. Die Dimensionen der beiden Formen stimmen annähernd überein. Weitere Gemeinsamkeiten sind die Anzahl, die stumpfen Distalenden und die gebogenen Porenreihen der Fortsätze. Die Beschreibung von Rüst geht jedoch von einer grundlegend anderen Gliederung des Gehäuses aus. Seine Abbildung (Taf. 36, Fig. 7) ist von der Morphologie von *Parapodocapsa furcata* deutlich verschieden. Es fehlen Cephalis und Thorax, und der Verlauf der beiden längeren Fortsätze („Basalfortsätze") ist nicht gekrümmt, sondern gerade. Die Illustration zeigt möglicherweise die Ansicht des Distalteiles des Gehäuses, bei dem das Porenmuster des Abdomens gleichmäßig in das der Fortsätze übergeht. Cephalis und Thorax liegen auf der anderen Seite des Gehäuses.

Rüst beschrieb *Podocapsa* zuerst als Monocyrtide (1885) und später als Dicyrtide (1898). Foreman (1973) emendierte die Gattung und vergrößerte die geforderte Segmentanzahl auf drei, wobei der Distalteil des Abdomens durch das Vorhandensein eines Terminaltubus definiert war.

Die vorliegenden Formen können keiner der gefaßten Gattungs-Definitionen von *Podocapsa* zugeordnet werden. Sie sind auch nicht mit der Art *Podocapsa haeckelii* Rüst 1885 vergleichbar. Aus diesen Gründen ist eine Neubeschreibung notwendig.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp		Paratypen		
Länge Gehäuse	160	—	130	—	125
Länge gebogene Fortsätze	220	225	240	250	140
Länge gerader Fortsatz	150	210	150	125	—
Breite Gehäuse zwischen gebogenen Fortsätzen	425	500	410	475	360
Breite Fortsätze proximal	65	75	65	65	50
distal	40	50	50	35	35
Durchmesser Poren	10	10	12	10	10
BSP Prot. Nr.	5132	5133	5134	5135	5136

Stratum typicum: Aptychen-Schichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) der Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias)

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 39, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau.

Gattung *Sethocapsa* Haeckel 1881

Typus-Art: *Sethocapsa cometa* (Pantanelli) Rüst 1885

Sethocapsa cetia Foreman
Taf. 17, Fig. 5–8

1973 *Sethocapsa cetia* Foreman, S. 267, Taf. 12, Fig. 1, Taf. 16, Fig. 19 (Oberjura-Unterkreide, Northwest Pacific Basin).
1975 *Sethocapsa cetia* F. Foreman, S. 617, Taf. 2 K, Fig. 1, Taf. 6, Fig. 14 (Berrias-Valangin, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1977 *Sethocapsa cetia* F. Muzavor, S. 114, Taf. 5, Fig. 4 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1978 *Sethocapsa cetia* F. Foreman, S. 749, Taf. 2, Fig. 1 (Oxford-Hauterive, Cape Verde Basin, Nordatlantik).
1980 *Sethocapsa cetia* F. Baumgartner et al., S. 61, Taf. 3, Fig. 14 (Oberkimmeridge-Unterhauterive, Lombardische Alpen, Nord-Italien).
1981 *Sethocapsa cetia* F. Kocher, S. 89, Taf. 16, Fig. 4–5 (Untertithon-Valangin, Südalpen).
1981 *Sethocapsa cetia* F. Steiger, Taf. 14, Fig. 6 (Tithon, Trattberg, Nördliche Kalkalpen, Österreich).
1984 *Sethocapsa cetia* F. Baumgartner, S. 784, Taf. 8, Fig. 13 (Kimmeridge-Unterhauterive).
1987 *Sethocapsa cetia* F. Pavsic & Gorican, Taf. 4, Fig. 9 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Großes Gehäuse mit 4–5 Segmenten. Die Cephalis ist porenlos. Der Thorax zeigt bei einigen Exemplaren eine Porenreihe. Das dritte Segment ist ringförmig und besitzt rundliche Poren. Das vierte Segment ist ebenfalls ringförmig und besteht aus einer Reihe porater Höcker. Das

fünfte und letzte Segment etwa doppelt so hoch, als alle vorhergehenden Segmente zusammen. Seine Form ist kugelig. Die Oberfläche ist durch zahlreiche porate Höcker charakterisiert. Es befinden sich etwa 27 Höcker auf jeder Halbseite. Auf der Unterseite des letzten Segments ist eine kleine runde Öffnung sichtbar. Aufgebrochene Exemplare lassen erkennen, daß auch die Unterseite des vierten Segments eine derartige Öffnung besitzt.

Bemerkung: In der Originalbeschreibung betont FOREMAN (1973) das Fehlen der Offnung auf der Unterseite des Gehäuses. Im Material der Osterhorngruppe kann eine solche Öffnung bei *Sethocapsa cetia* FOREMAN jedoch nachgewiesen werden.

Vorkommen: Trattberg, Schmittenstein, Kaltenhausen, Schrambach, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon — Untervalangin.

Sethocapsa polyedra n. sp.
Taf. 17, Fig. 9–10

1977a ? *Obesacapsula cetia* (FOREMAN) PESSAGNO, S. 87, Taf. 11, Fig. 4 (Mitteltithon-Berrias, California Coast Ranges).
1977b ? *Obesacapsula cetia* (F.) PESSAGNO, S. 52, Taf. 9, Fig. 11 (Berrias-Valangin, California Coast Ranges).

Material: 8 Exemplare.

Diagnose: Großes Gehäuse mit 4 Segmenten. Die Cephalis ist porenlos. Der Thorax besteht aus einem relativ glatten poraten Ring. Das 4. Segment ist etwa zweimal so hoch, wie die ersten drei Segmente. Es hat Polyederform. Die Oberflächenstruktur entsteht durch porate Höcker, die durch ein feines Maschengerüst miteinander verbunden sind.

Differentialdiagnose: *Sethocapsa polyedra* n. sp. hat Ähnlichkeit mit *Sethocapsa cetia* FOREMAN. Die Formen unterscheiden sich aber dadurch, daß *Sethocapsa polyedra* n. sp. größer ist, als *Sethocapsa cetia* F., nur vier Segmente und eine polyedrische Oberfläche hat.

Bemerkung: *Sethocapsa polyedra* n. sp. ist jünger als *Sethocapsa cetia* F. Es ist anzunehmen, daß *Sethocapsa polyedra* n. sp. aus *Sethocapsa cetia* F. hervorgegangen ist.

Dimensionen: in Mikron.

	Holotyp	Paratypen				
Höhe Gehäuse	418	440	500	480	440	500
Höhe Abdomen	317	320	400	400	350	400
Breite Abdomen	350	380	400	400	400	400
BSP Prot. Nr.	5105	5106	5107	5108	5109	5110

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Untervalangin).

Locus typicus: Marktschellenberg, Profil MS, Probe MS 4, alter Steinbruch an der alten Straße Marktschellenberg-Berchtesgaden, südlicher Ortsausgang.

Vorkommen: Marktschellenberg.

Sethocapsa leiostraca FOREMAN
Taf. 17, Fig. 11, 12

1973 *Sethocapsa leiostraca* FOREMAN, S. 268, Taf. 12, Fig. 5–6 (Oberjura-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).
1975 *Sethocapsa leiostraca* F. FOREMAN, S. 617, Taf. 2Y, Fig. 5 (Tithon-Alb, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1980 *Sethocapsa trachystraca* F. BAUMGARTNER et al., S. 61, Taf. 6, Fig. 2 (Oberjura, Argolis, Griechenland).
1981 *Sethocapsa leiostraca* F. KOCHER, S. 89, Taf. 16, Fig. 6 (Obercallov-Untertithon, Südalpen).
1984 *Sethocapsa leiostraca* F. BAUMGARTNER, S. 784 (Callov-Hauterive).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Kegelförmige glatte und porenlose Cephalis. Das zweite und letzte Segment ist mindestens viermal so hoch wie der Proximalteil. Es ist kugelförmig und hat ein regelmäßiges Muster hexagonaler Porenrahmen, in deren Innerem rundliche Poren zu erkennen sind. An einigen Kreuzpunkten der Porenrahmen sitzen ohne regelmäßige Verteilung unterschiedlich lange Stacheln mit kreisrundem Querschnitt.

Bei wenigen Exemplaren ist im Zentrum der Unterseite ein etwas längerer Stachel angebracht.

Bemerkung: *Sethocapsa leiostraca* F. bekommt durch den Zentralstachel auf der Gehäuseunterseite ein „syringocapsides" Aussehen.

Vorkommen: Regenspitze, Schmittenstein, Trattberg, Schrambach, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon — Untervalangin.

Sethocapsa trachyostraca FOREMAN
Taf. 17, Fig. 13

1973 *Sethocapsa trachyostraca* FOREMAN, S. 268, Taf. 12, Fig. 4 (Valangin-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).
1975 *Sethocapsa trachyostraca* F. FOREMAN, S. 617, Taf. 27, Fig. 3, 4 (Valangin-Hauterive, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1977 *Sethocapsa trachyostraca* F. MUZAVOR, S. 119, Taf. 6, Fig. 5 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen Bayern).
1978 *Sethocapsa trachyostraca* F. FOREMAN, S. 749, Taf. 1, Fig. 18 (Valangin/Hauterive, Cape Verde Basin, Nord-Atlantik).
1981 *Sethocapsa trachyostraca* F. SCHAAF, S. 437, Taf. 23, Fig. 1a, b (Oberbarrême, Mid Pacific Mountains).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Großes Gehäuse mit 4 Segmenten. Die ersten drei Segmente bilden ein Kegel. Das letzte Segment ist kugelförmig und ist etwa eineinhalbmal so hoch wie die drei vorhergehenden. Die Cephalis ist glatt und porenlos. Die Segmente 2 und 3 sind ringförmig und zeigen kleine, dichtstehende Poren. Das große letzte Segment ist grobporig. Die Poren sind ungleich groß und unregelmäßig verteilt. Die rauhe Oberfläche ist mit zahlreichen kurzen Stacheln besetzt.

Vorkommen: Trattberg, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon — Untervalangin.

Sethocapsa uterculus (PARONA)
Taf. 17, Fig. 14

1890 *Theocapsa uterculus* PARONA, S. 168, Taf. 5, Fig. 17 (Oberjura, Cittiglio, Laveno, Nord-Italien).
1975 *Sethocapsa* sp. cf. *Theocapsa uterculus* P. FOREMAN, S. 617, Taf. 21, Fig. 21–22 (Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1978 *Sethocapsa* sp. cf. *Theocapsa uterculus* P. FOREMAN, S. 749, Taf. 2, Fig. 8 (Valangin/Hauterive, Cape Verde Basin, Nord-Atlantik).
1981 *Sethocapsa uterculus* (P.) SCHAAF, S. 437, Taf. 5, Fig. 8a, b, Taf. 26, Fig. 5a, b (Oberbarrême, Mid Pacific Mountains).
1984 *Sethocapsa uterculus* (P.) BAUMGARTNER, S. 784, Taf. 8, Fig. 14 (Hauterive).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Relativ kleines Gehäuse mit 4 Segmenten. Die Cephalis ist glatt und porenlos. Der Thorax ist ein ringförmiges Segment mit etwa 8 Höckern. Das dritte Segment ist im oberen Teil mit Höckern besetzt, im unteren Teil ist es glatt. Das vierte Segment ist kugelig und hat die doppelte Höhe der drei proximalen Segmente insgesamt. Seine Oberfläche zeigt eine Vielzahl regelmäßig angeordneter Höcker. Sie bilden Quadrate in deren Zentrum je eine Pore sitzt.

Vorkommen: Trattberg, Gartenau.

Alter: Tithon-Berrias.

Sethocapsa accincta n. sp.
Taf. 17, Fig. 15, 16

Material: 8 Exemplare.

Diagnose: Kleines Gehäuse mit 4 Segmenten. Die ersten drei Segmente bilden einen Kegel, dessen Seiten leicht nach außen gebogen sind, was der Schale Tropfenform verleiht.

Zwischen dem 3. und 4. Segment ist eine Reihe grober Poren sichtbar. Ihre Zahl ist 5–6 Stück pro Halbseite. Das 4. Segment ist etwas höher als die ersten drei zusammen. Es ist kugelig und besitzt eine kleine Eindellung auf der Unterseite. Die Oberflächen aller Segmente zeigen ein feines unregelmäßiges Muster polygonaler Porenrahmen.

Differentialdiagnose: *Sethocapsa accincta* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Sethocapsa*-Arten durch ihre Tropfenform und den charakteristischen Ring grober Poren zwischen dem 3. und 4. Segment.

Bemerkung: Die Form ist bei schlecht erhaltenen Stükken mit *Sethocapsa uterculus* (Parona) verwechselbar. Möglicherweise geht diese Art aus *Sethocapsa accincta* hervor.

Derivatio nominis: Accinctus = umgürtet. Damit soll der grobporige Ring zwischen Proximal- und Distalteil benannt werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Höhe Gehäuse	200	180	200	220	210	180
Höhe Abdomen	110	90	110	130	140	110
Breite Abdomen	135	120	120	140	150	130
BSP Prot. Nr.	5117	5118	5119	5120	5121	5122

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Oxford? – Mitteltithon).

Locus typicus: Trattberg, Profil Ee, Probe Ee 2, an der Straße Vordertrattbergalm zur Hintertrattbergalm.

Vorkommen: Trattberg.

Sethocapsa globosa Rüst
Taf. 17, Fig. 17

1885 *Sethocapsa globosa* Rüst, S. 306, Taf. 11, Fig. 16 (Ober-Jura, Urschlau, Nördliche Kalkalpen, Bayern).

Material: 6 Exemplare.

Beschreibung: Kleines Gehäuse mit 3 bis 4 Segmenten. Der Proximalteil ist konisch geformt. Das letzte Segment hat die zweifache Höhe des Proximalteiles und ist kugelig. Während das Porenmuster der ersten Segmente nicht identifizierbar ist, lassen sich auf dem letzten mehr oder weniger regelmäßig angeordnete polygonale, meist hexagonale Porenrahmen erkennen. Die genaue Zahl der in ihm enthaltenen Segmente kann wegen des schlechten Erhaltungszustandes der Stücke nicht ermittelt werden.

Bemerkung: Die von Steiger (1981, Taf. 14, Fig. 5) und Muzavor (1977, Taf. 5, Fig. 8) abgebildeten Exemplare besitzen ein feineres Muster mit höherer Porenzahl. Es dürfte sich hierbei um Stücke von *Sethocapsa dorysphaeroides* Neviani handeln.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Oxford ? – Tithon.

Sethocapsa dorysphaeroides Neviani
Taf. 17, Fig. 18, 19

1900 *Sethocapsa dorysphaeroides* Neviani, Taf. 10, Fig. 14 (Mesozoikum, Bologna, Italien).
1984 *Sethocapsa dorysphaeroides* N. Schaaf, S. 155, Fig. 6a, b (Valangin).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Längliches Gehäuse mit etwa 7 Segmenten. Das letzte Segment ist kugelförmig und zeigt ein Muster mit hexagonalen Porenrahmen. Diese sind in senkrechten Reihen wechselständig angeordnet. Eine Reihe enthält zwischen 14 und 19 Poren auf der Halbseite. Die vor dem letzten Segment liegenden Segmente verlaufen in Form eines spitzen Kegels. Die Porendichte ist hier unterschiedlich. Sein oberer Teil ist glatt und porenlos. Nach unten werden kleine Poren sichtbar.

Bemerkung: Bei korrodierten Exemplaren sind Poren auf dem gesamten Proximalteil zu erkennen. Es ist anzunehmen, daß das Gehäuse dort normalerweise von einer glatten Deckschicht überzogen ist, wie dies bei gut erhaltenen Stükken durch das Fehlen von Poren dokumentiert wird.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Berrias.

Gattung: *Mirifusus* Pessagno 1977 emend. Baumgartner 1984

Typus-Art: *Mirifusus guadalupensis* Pessagno 1977

Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus (Rüst) Baumgartner
Taf. 18, Fig. 1, 2

1885 *Lithocampe mediodilatata* Rüst, S. 316, Taf. 40, Fig. 9.
1885 ? *Stichocapsa petzoldii* Rüst, S. 319, Taf. 42, Fig. 7 (Oberjura, Westschweiz).
1885 ? *Stichocapsa perpasta* Rüst, S. 319, Taf. 42, Fig. 10 (Oberjura, Westschweiz).
1977a *Mirifusus* (?) *mediodilatata* (R.) Pessagno, S. 84, Taf. 11, Fig. 1–2 (Untertithon, California Coast Ranges).
1977 *Lithocampe mediodilatata* R. Muzavor, S. 101, Taf. 8, Fig. 5 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1984 *Mirifusus mediodialatatus* (R.) Baumgartner et al., S. 56, Taf. 5, Fig. 9–11 (Oxford-Unterhauterive, Argolis, Griechenland).

1984 *Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus* (R.) BAUMGARTNER, S. 772, Taf. 5, Fig. 13, 19 (Obercallov-Mitteltithon).
1984 *Mirifusus mediodilatata* (R.) PESSAGNO et al., S. 26, Taf. 4, 5, 18, 19 (Kimmeridge – Valangin, Tethys und Boreal).

Material: mehr als 5 Exemplare.

Beschreibung: Cephalis, Thorax und Abdomen glatt. Bei einigen Exemplaren ist eine Porenreihe als Trennelement zwischen diesen drei ersten Segmenten vorhanden. Die Postabdominalsegmente bauen einen konischen Proximalteil, einen fusiformen Mittelteil und einen konischen Distalteil auf. Der Proximalteil umfaßt 6 bis 7 Segmente. Je nach Erhaltungszustand zeigen die Segmente jeweils eine doppelte Porenreihe oder ein unregelmäßig entwickeltes Maschenwerk. Der Beginn des Mittelteiles wird durch einen mehr oder weniger deutlichen Knick des Umrisses und die regelmäßige Ausbildung doppelter Porenreihen in den Segmenten angezeigt. Die Segmente werden von knotentragenden Umgangsringen getrennt. Die Segmentzahl des Mittelteiles liegt zwischen 10 und 13. Der Distalteil ist unterschiedlich lang. Ist er kurz, so besteht er nur aus einem oder zwei Segmenten, wodurch die distale Offnung des Gehäuses breit wird. Ist der Distalteil lang, kann er bis zu fünf Segmenten umfassen. Dadurch hat die Öffnung einen geringeren Durchmesser.

Bemerkung: Nach der Unterartbeschreibung von BAUMGARTNER (1984) ist *Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus* durch den Besitz von Porendoppelreihen pro Segment, schwach knotigen Umgangsringen und einer mit einem unregelmäßigen Netzmuster ausgestatteten Außenschicht im Bereich des konischen Proximalteiles gekennzeichnet. Nach der Literaturanalyse und dem Abbildungsvergleich unterscheidet sich die Form nur unwesentlich von *Mirifusus baileyi* PESSAGNO (1977), deren einziges Differenzierungsmerkmal offensichtlich nur einer bis in den Mittelteil reichende unregelmäßige Außenschicht und breitere Umgangsringe zu sein scheinen. Das nach der Definition ausschlaggebende Unterscheidungsmerkmal, der dreischichtige Wandbau (PESSAGNO 1977a) bei *Mirifusus baileyi* gegenüber dem zweischichtigen Bau (BAUMGARTNER 1984) bei *Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus*, konnte nicht gefunden werden.

Die Breite und die Knotenbildung der Umgangsringe variiert ebenso wie der Umriß der Gehäuse sehr stark.

Die *Mirifusus*-Formen des Untersuchungsgebietes unterscheiden sich von denen aus anderen Gebieten durch den meistens kurzen, sehr breiten Distalteil. Die Kontur der Gehäuse entspricht der der von BAUMGARTNER (1984) abgebildeten Exemplare von *Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus*.

Für das vorliegende Material empfiehlt es sich, wegen der auch von anderen Autoren (FOREMAN 1978, BAUMGARTNER et al., 1980, BAUMGARTNER 1984, SCHAAF 1984) beobachteten schwierigen Unterscheidbarkeit von *Mirifusus mediodilatatus (Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus)* und *Mirifusus baileyi*, den vorkommenden Übergangsformen und mit Rücksicht auf die auch noch vorkommende Unterart *Mirifusus mediodilatatus minor* (BAUMGARTNER 1984), die taxonomische Vielfalt zu beschränken und auf *Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus* zu reduzieren.

Vorkommen: Regenspitze, Schmittenstein, Schrambach, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Oxford ?, Tithon – Berrias.

Mirifusus mediodilatatus minor (RÜST) BAUMGARTNER 1984
Taf. 18, Fig. 3, 4

1973 *Lithocampe mediodilatata* RÜST MOORE, S. 828, Taf. 2, Fig. 5, 6 (Tithon-Hauterive, Magellan Rise, Pazifik).
1981 *Mirifusus mediodilatatus* (R.) STEIGER, Taf. 14, Fig. 4 (Tithon, Trattberg, Nördliche Kalkalpen, Österreich).
1984 *Mirifusus mediodilatatus minor* (R.) BAUMGARTNER, S. 772, Taf. 5, Fig. 11–14 (Mitteltithon-Hauterive, Cittiglio, Varese, Nord-Italien).
1987 *Mirifusus mediodilatatus minor* (R.) B. PAVSIC & GORICAN, S. 26, Taf. 4, Fig. 5 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: über 10 Exemplare.

Beschreibung: Cephalis, Thorax und Abdomen bilden eine glatte Spitze aus und sind durch jeweils eine Porenreihe voneinander getrennt. In distaler Richtung sind etwa 2 bis 4 Segmente zu einem kurzen Proximalteil verbunden. Mit einer leicht konkaven Einmuldung beginnt der fusiforme Mittelteil, der etwa 10 bis 13 Segmente umfaßt. Ein konischer Distalteil ist selten entwickelt, so daß eine breite distale Öffnung vorliegt. Falls ein Distalteil beobachtet werden kann, ist er schlecht vom Mittelteil abtrennbar und besteht höchstens aus 1 bis 3 Segmenten.

Die Umgangsringe, vor allem im Mittelteil des Gehäuses, sind relativ breit und stark beknotet. Jedes Segment enthält eine Doppelporenreihe mit triangularen Porenrahmen. Eine unregelmäßige Außenschicht ist nur im kurzen Proximalteil entwickelt.

Bemerkung: *Mirifusus mediodilatatus minor* B. wird von den übrigen *Mirifusus mediodilatatus*-Unterarten durch die deutliche Verkürzung des Proximalteiles, die auch im Lauf des Oberjura und mit Beginn der Unterkreide zu verfolgen ist, abgetrennt (BAUMGARTNER 1984). Diese Entwicklung läßt sich auch in den Profilen des Untersuchungsgebietes beobachten, so daß sie als stratigraphisch auswertbare Veränderung der Gehäusemorphologie bei *Mirifusus mediodilatatus* angesehen werden kann.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Mirifusus mediodilatatus globosus n. ssp.
Taf. 18, Fig. 5, 6

Material: 2 Exemplare.

Diagnose: Cephalis, Thorax und Abdomen bilden ein kurzes glattes Spitzchen auf einer aus Postabdominalsegmenten bestehenden Kugel. Konischer Proximalteil und konischer Distalteil sind nicht ausgebildet. Die Distalöffnung des Gehäuses ist sehr eng. Die Postabdominalsegmente sind durch Doppelporenreihen gekennzeichnet.

Differentialdiagnose: *Mirifusus mediodilatatus globosus* unterscheidet sich von allen anderen *Mirifusus mediodialatatus*-Unterarten, insbesondere von *Mirifusus mediodilatatus minor*, durch die sehr kleine Spitze (Verhältnis Spitze/Hauptteil = 1:7) und die wohl ausgeprägte Kugelform des Hauptteiles.

Derivatio nominis: Globosus = kugelig. Damit soll die Kugelform des Abdomens hervorgehoben werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen			
Höhe Gehäuse	630	600	500	440	500
Höhe Abdomen	480	430	400	350	400
Breite Abdomen	480	430	400	440	400
BSP Prot. Nr.	5100	5101	5102	5103	5104

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Trattberg, Profil TR, Probe TR 4b, an der Straße Vordertrattbergalm zur Hintertrattbergalm.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Gartenau.

Mirifusus guadalupensis PESSAGNO 1977a
Taf. 18, Fig. 7

1977a *Mirufusus guadalupensis* PESSAGNO, S. 83, Taf. 10, Fig. 9–14 (Oberkimmeridge-Untertithon, California Coast Ranges).
1980 *Mirufusus guadalupensis* P. BAUMGARTNER et al., S. 55, Taf. 5, Fig. 12–14 (Oxford-Oberkimmeridge, Argolis, Griechenland, Sizilien).
1984 *Mirifusus guadalupensis* P. BAUMGARTNER 1984, S. 771, Taf. 5, Fig. 8, 22 (Callov-Unterkimmeridge).
1984 *Mirifusus guadalupensis* P. PESSAGNO et al., S. 26, Taf. 2, Fig. 12, 16, 24 (Oberkimmeridge – Untertithon (?), Tethys und Südboreal).

Material: 6 Exemplare.

Beschreibung: Cephalis, Thorax und Abdomen sind in einer sehr kleinen Spitze vereinigt, deren Oberfläche ohne sichtbare Unterteilungen glatt ist. 5 bis 6 Postabdominalsegmente bilden einen konischen Proximalteil. Mit einem deutlichen Knick folgt der Gehäusemittelteil, der zwischen 10 und 12 Segmente umfaßt. Bei einem Exemplar ist das Relikt eines Distalteiles überliefert, der wiederum deutlich vom Mittelteil abgesetzt ist. Er enthält etwa 2 Segmente. Die übrigen Exemplare besitzen jedoch keinen Distalteil, wodurch die Gehäuseöffnung breit wird. Die Umgangsringe sind allgemein schmal und zeigen sehr schwach ausgebildete Knoten. Pro Segment liegt zwischen den Umgangsringen eine dreifache Porenreihe. Diese ist bei einigen Exemplaren von unregelmäßig angeordneten Leisten überzogen, die jedoch keine einheitliche Deckschicht ergeben.

Bemerkung: Die beobachteten Exemplare sind alle von der Diagenese stark angegriffen, wodurch eine möglicherweise vorhanden gewesene Deckschicht aus irregulär angeordneten Leisten über den dreifachen Porenreihen nur rudimentär überliefert ist. Im übrigen stimmen die Proportionen der Gehäuse mit denen der Originalabbildungen überein.

Vorkommen: Das Auftreten von *Mirifusus guadalupensis* ist auf die Probe T aus dem Barmsteinkalk-Schuttstrom B 1 beschränkt. In den Proben der autochthonen Sedimentation fehlt die Form.

Es ist wahrscheinlich, daß *Mirifusus guadalupensis* aus einem aufgearbeiteten Klasten innerhalb des B 1-Stromes stammt, da ein Vorkommen in der Schuttstrommatrix als kaum möglich angesehen werden kann, weil es sich bei dem Gestein um eine matrixlose Stylobrekzie handelt.

Alter: Das Alter der im B 1-Strom aufgearbeiteten *Mirifusus guadalupensis* kann mit nicht jünger als Tithon angegeben werden und liegt wahrscheinlich im Bereich vor dem Mitteltithon. In den biostratigraphischen Aufstellungen von PESSAGNO (1977a) wird die Form in das Zeitintervall Oberkimmeridge bis Untertithon gestellt, während BAUMGARTNER et al. (1980) und BAUMGARTNER (1984) insgesamt ein Alter von Mittelcallovium bis Mittelkimmeridge annehmen.

Familie Spongocapsulidae PESSAGNO 1977a
Typus-Gattung: *Spongocapsula* PESSAGNO 1977a

Gattung *Spongocapsula* PESSAGNO 1977a
Typus-Art: *Spongocapsula palmerae* PESSAGNO 1977a

Spongocapsula palmerae PESSAGNO
Taf. 18, Fig. 8

1977a *Spongocapsula palmerae* PESSAGNO, S. 88, Taf. 11, Fig. 12–14, 16 (Oberkimmeridge-Obertithon, California Coast Ranges).
1981 *Spongocapsula palmerae* P. KOCHER, S. 93, Taf. 16, Fig. 17 (Obercallov-Unterkimmeridge, Südalpen).
1984 *Spongocapsula palmerae* P. BAUMGARTNER, S. 785, Taf. 16, Fig. 17 (Oberbathon-Berrias).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Hochkonisches Gehäuse mit 7 Segmenten. Cephalis und Thorax sind glatt und porenlos. Die übrigen Segmente sind ringförmig und werden nach unten kontinuierlich breiter. Die Höhe der Segmente bleibt ab dem 3. Segment gleich. Während das letzte Segment sehr feinporig spongiös ist, erscheinen die anderen Segmente gröber spongiös.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Spongocapsula perampla (RÜST)
Taf. 18, Fig. 9

1885 *Lithocampe perampla* RÜST, S. 315, Taf. 39, Fig. 11 (Oberjura, Westschweiz).
1974 *Lithocampe perampla* R. RIEDEL & SANFILIPPO, S. 779, Taf. 7, Fig. 1–4 (Oberjura-Alb, Süd-Indik).
1977a *Spongocapsula* sp. aff. *S. perampla* (R.) PESSAGNO, S. 90, Taf. 11, Fig. 15 (Untertithon, California Coast Ranges).
1981 *Spongocapsula perampla* (R.) KOCHER, S. 94, Taf. 16, Fig. 18 (Obercallov-Untertithon, Südalpen).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Konisches Gehäuse mit 8 Segmenten. Die Schale ist fein spongiös. Die ersten 6 Segmente sind Ringe von geringer Höhe. Sie bilden einen hochkonischen Proximalteil. Das 7. Segment ist wesentlich breiter, als die vorhergehenden. Das letzte Segment ist nur noch wenig breiter, als das 7. Segment. Die Gehäuseöffnung ist etwa so breit wie das 7. Segment.

Vorkommen: Trattberg, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Gattung *Obesacapsula* PESSAGNO 1977a

Typus-Art: *Obesacapsula morroensis* PESSAGNO 1977a

Obesacapsula morroensis PESSAGNO
Taf. 18, Fig. 10, 11

1977a *Obesacapsula morroenesis* PESSAGNO, S. 87, Fig. 11, Fig. 5–8 (Oberkimmeridge-Obervalangin, California Coast Ranges).
1977b *Obesacapsula morroensis* P. PESSAGNO, S. 53, Taf. 11, Fig. 8 (Oberkimmeridge-Obervalangin, California Coast Ranges).
1984 *Obesacapsula morroensis* P. SCHAAF, S. 126, Taf. 20, Fig. 1–5 (Oberjura-Unterhauterive).
1984 *Obesacapsula morroensis* P. PESSAGNO et al., S. 29, Taf. 5, Fig. 4 (Oberjura – Unterkreide, Tethys und Boreal).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Großes Gehäuse mit 7–8 Segmenten. Die Cephalis ist glatt und porenlos. Das 2. Segment ist ebenfalls glatt, besitzt aber einige unregelmäßig angeordnete kleine Poren. Zwischen 1. und 2. Segment ist eine Porenreihe sichtbar. Die Segmente 3 bis 5 (6) sind ringförmig und unregelmäßig porat. Die ersten 5 (6) Segmente bilden einen nach unten breiter werdenden Kegel. Das vorletzte Segment ist am breitesten, besitzt Ring- oder Walzenform mit konvexen Seiten und hat etwa die halbe bis ganze Höhe des vorderen Gehäuseteils. Die Porenrahmen dieses Segments sind ungleich groß, polygonal und unregelmäßig verteilt. Das letzte Segment hat etwa die Breite des 4. Segments und ist tubular ausgebildet. Seine Länge erreicht die des vorletzten Segments. Das Porenmuster entspricht entweder dem des übrigen Gehäuses oder es erscheint porenlos.

Bemerkung: Das letzte, tubulare Segment ist nur bei wenigen Exemplaren erhalten. Es läßt sich jedoch eine Beziehung zwischen der Höhe des letzten Segments und der des vorletzten bzw. des gesamten Gehäuses herstellen: Es ist um so länger, je kürzer das vorletzte Segment ist. Fehlt es, so ist das vorletzte Segment sehr groß. Ist es sehr gut entwickelt, nimmt die Gesamtgröße der Schale ab. Diese Erscheinung kann dahingehend gedeutet werden, daß es sich bei dem tubularen Segmenten um eine Struktur handelt, die, unter Reduktion des übrigen Skeletts, z. B. bei reproduktiven Vorgängen aufgebaut wird.

Vorkommen: Trattberg, Schmittenstein, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon-Berrias.

Obesacapsula rusconensis BAUMGARTNER
Taf. 18, Fig. 12–15

1984 *Obesacapsula rusconensis* BAUMGARTNER, S. 776, Taf. 6, Fig. 7–9 (Obertithon-Unterhauterive, Cava Rusconi, Cittiglio, Varese, Lombardei, Nord-Italien).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Großes Gehäuse mit 6–7 Segmenten. Die ersten 5 Segmente bilden einen konischen Proximalteil. Auf diesen folgt das sehr breite 6. Segment. Das Gehäuse schließt nach unten mit einem Segment ab, dessen Breite etwa der des 5. Segments entspricht. Die Cephalis ist glatt und porenlos. Der Thorax ist vorn glatt und porenlos, hinten mit allmählich beginnender Porenentwicklung. Die Grenze zwischen dem 1. und 2. Segment ist durch eine Porenreihe markiert. Das 3., 4. und 5. Segment besitzen steile Ränder und tragen kleine unregelmäßig verteilte Poren. Das 6. Segment ist etwas niedriger als der Proximalteil. Seine Form gleicht einem Ring mit konvexen Seiten. Die Oberfläche zeigt unterschiedlich große, irregulär verteilte polygonale Poren. Porengruppen werden von kräftig entwickelten Rippen umrahmt. Dadurch ergibt sich eine auffällige polygonale Skulptur. Auf den Kreuzpunkten der Rippen sitzen kleine Knoten. Nach unten nimmt die Porengröße des 6. Segments ab. Das 7. Segment ist porenlos, möglicherweise spongiös. Seine Länge erreicht in einigen Fällen die des übrigen Gehäuses.

Bemerkung: Das 7. Segment ist nicht häufig erhalten. Mitunter kann auch ein Segment weniger vorhanden sein.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg.

Alter: Tithon-Berrias.

Obesacapsula rotunda (HINDE)
Taf. 19, Fig. 1, 2

1900 *Stichocapsa rotunda* HINDE, S. 41, Taf. 3, Fig. 24 (Oberjura-Unterkreide, Mount Badau, Zentral-Borneo).
1973 *Stichocapsa* (?) *rotunda* H. FOREMAN, S. 265, Taf. 11, Fig. 2, Taf. 16, Fig. 20 (Oberjura-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).
1975 *Stichocapsa* (?) *rotunda* H. FOREMAN, S. 616, Taf. 27, Fig. 6, Taf. 7, Fig. 5 (Tithon-Valangin, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1977 *Stichocapsa rotunda* H. MUZAVOR, S. 122, Taf. 5, Fig. 11–12 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).
1977b *Obesacapsula rotunda* (H.) PESSAGNO, S. 53, Taf. 9, Fig. 4, 12, 18 (Berrias-Valangin, California Coast Ranges).
1978 *Syringocapsa rotunda* (H.) FOREMAN, S. 749, Taf. 2, Fig. 2, (Oberjura-Valangin/Hauterive, Cape Verde Basin, Nord-Atlantik).
1979 *Obesacapsula rotunda* (H.) NAKASEKO et al. Taf. 2, Fig. 11a, b (Valangin-Hauterive, Shimanto Belt, Japan).
1979 *Stichocaps rotunda* H. OZVOLDOVA, S. 257, Taf. 5, Fig. 5–6 (Dogger-Untermalm, Cerveny Kamen Klippe, Podbiel, Slowakei).
1980 *Syrinocapsa rotunda* (H.) BAUMGARTNER et al., S. 62, Taf. 3, Fig. 12 (Oberjura, Blake Bahama Basin, Nord-Atlantik).
1981 *Syringocapsa rotunda* (H.) KOCHER, S. 97, Taf. 16, Fig. 30 (Oxford-Kimmeridge, Südalpen).
1981 *Obesacapsula rotunda* (H.) NAKASEKO & NISHIMURA, S. 156, Taf. 11, Fig. 12 (Valangin, Shimanto Gruppe, Südwest-Japan).
1984 *Obesacapsula rotunda* (H.) BAUMGARTNER, S. 775, Taf. 6, Fig. 13 (Obertithon-Unterhauterive).
1984 *Syringocapsula rotunda* (H.) OZVOLDOVA & SYKORA, S. 271, Taf. 12, Fig. 7, Taf. 14, Fig. 4 6 (Oberjura, Sipkovsky Hay, Tschechoslowakei).
1984 *Obesacapsula rotunda* (H.) PESSAGNO et al., S. 29, Taf. 4, Fig. 8, 10.
1984 *Syringocapsa rotunda* (H.) SCHAAF, S. 153, Fig. 15 (Berrias).
1984 *Obesacapsula rotunda* (H.) PESSAGNO et al., S. 29, Taf. 4, Fig. 8, 10 (Berrias – Unterhauterive, Tethys und Boreal).
1987 *Obesacapsula rotunda* (H.) PAVSIC & GORICAN, Taf. 4, Fig. 7 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Mittelgroßes Gehäuse mit 5 Segmenten. Die ersten vier Segmente sind konisch angeordnet. Das letzte Segment ist kugelig und besitzt auf der Unterseite eine Eindellung mit zentraler Öffnung. Die Segmente 2 bis 4 zeigen ein spongiöses Muster mit kleinen rundlichen Poren. Die Cephalis ist glatt und porenlos.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Obesacapsula bullata n. sp.
Taf. 19, Fig. 3–5

Material: 10 Exemplare.

Diagnose: Mittelgroße bis sehr große spongiöse Schale mit 4 Segmenten. Der aus den ersten drei Segmenten bestehende konische Proximalteil setzt sich durch einen Knick in der Kontur sehr deutlich vom großen kugeligen 4. Segment ab. Die Cephalis ist glatt und porenlos. Die folgenden Segmente besitzen eine spongiöse Oberfläche, die aus einer Vielzahl unregelmäßig verteilter Poren besteht. Auf der Unterseite des Gehäuses liegt eine kleine zentrale Öffnung. Das 4. Segment ist doppelt bis viermal so hoch wie die ersten drei Segmente zusammen.

Differentialdiagnose: *Obesacapsula bullata* n. sp. unterscheidet sich von *Obesacapsula morroensis* PESSAGNO durch den deutlichen Knick in der Kontur an der Grenze zwischen dem konischen Vorderteil und dem kugeligen letzten Segment.

Derivatio nominis: Bullata = Blase. Der Begriff soll die Form des letzten Segments beschreiben.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Höhe Gehäuse	490	400	385	360	350	370
Höhe Abdomen	365	310	250	270	270	250
Breite Abdomen	375	325	285	290	300	270
BSP Prot. Nr.	5111	5112	5113	5114	5115	5116

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Kaltenhausen, Profil Ka, Probe Ka 7, Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Familie Theopilidae HAECKEL 1882

Typus-Gattung: *Theopilium* HAECKEL 1882

Gattung *Podocyrtis* EHRENBERG 1847

Typus-Art: *Podocyrtis papalis* EHRENBERG 1854

Podocyrtis concentrica n. sp.
Taf. 19, Fig. 6–9

Material: 10 Exemplare.

Diagnose: Kugeliges Gehäuse mit 3 Segmenten und 4 triradiaten Stacheln.

Beschreibung: Die Stacheln sind tetraedrisch angeordnet. Einer von ihnen sitzt auf der kleinen Cephalis. Der Thorax ist ein ringförmiges Segment. Das große kugelförmige letzte Segment, das Abdomen, besitzt axial konzentrisch verlaufende Reihen hexagonaler Porenrahmen. Die Poren werden von proximal nach distal größer. Die Unterseite des Gehäuses ist geschlossen. Drei triradiate Stacheln sind im 120-Grad-Winkel in einer Ebene unterhalb des Äquators nach distal gerichtet angebracht.

Differentialdiagnose: Die Art unterscheidet sich von *Podocyrtis globosa* RÜST (1898) durch die sehr kleine Cephalis, durch die konzentrische Porenanordnung und durch die langen triradiaten Stacheln.

Derivatio nominis: Nach den konzentrisch angeordneten Porenreihen auf dem Abdomen.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Breite Abdomen	245	240	220	260	200	220
Länge Cephalisstachel	180	120	120	170	110	85
Länge Abdominalstachel	160	180	180	255	165	100
Durchmesser Abdominalporen distal	30	25	25	30	20	20
BSP Prot. Nr.	5123	5124	5125	5126	5127	5128

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Schrambach, Profil Sb, Probe Sb 28, im Bachbett knapp unterhalb des Schleierfalls (Kuchl, Salzburg).

Vorkommen: Schrambach, Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg.

Familie Eucyrtidiidae EHRENBERG 1847

Typus-Gattung: *Eucyrtidium* EHRENBERG 1847

Die im folgenden beschriebenen Nassellarien sind durch langgestreckte Gehäuse mit 2 bis 4 Segmenten und einen Porentubus gekennzeichnet.

Die Eucyrtidiidae sind nach EHRENBERG (1847) mehrsegmentige Formen, die sich nach unten verjüngen und keine lateralen Anhänge besitzen. Die jüngeren Autoren, wie DE WEVER & CABY (1982) weichen von der Forderung, daß keine Gehäusefortsätze vorhanden sein dürfen, ab und lassen Stacheln an den verschiedenen Segmenten zu (z. B. *Katroma* PESSAGNO & POISSON). Die hohe Variabilität und die großen Ähnlichkeiten der langgestreckten Nassellarien mit 2 bis 4 Segmenten und Porentubus führen zu einer großen Unsicherheit in der Familienzuordnung. So stellen FOREMAN (1973) einen Teil der nachstehend beschriebenen Formen zu den Amphipyndaceae RIEDEL *(Podobursa* WISNIOWSKI), PESSAGNO (1977a) und PESSAGNO & POISSON (1981) zu den Syringocapsidae PESSAGNO *(Podobursa* WISNIOWSKI, *Dibolachras* FOREMAN, *Katroma* PESSAGNO & POISSON), DE WEVER & CABY (1982) zu den Eucyrtiidae EHRENBERG *(Katroma* PESSAGNO & POISSON) und SCHAAF (1984) zu den Stichocapsidae HAECKEL *(Dibolachras* FOREMAN, *Katroma* PESSAGNO & POISSON, *Podobursa* WISNIOWSKI). Nach dem Grundschema von HAECKEL (1861) umfassen diese Formen die Familien der Dyo-, Trio- und Tetracyrtida.

In den nachstehenden Beschreibungen wird der von DE WEVER & CABY (1982) vertretenen Auffassung der Eucyrtidiidae gefolgt. Die Formen werden jedoch von den oben dargestellten Syringocapsidae durch das konstante Vorhandensein eines Porentubus unterschieden.

An dieser Stelle soll keine Emendierung der Familie der Eucyrtidiidae EHRENBERG vorgenommen werden, da der von den jüngeren Autoren gebräuchliche morphologische Spielraum für die folgenden Gattungen ausreicht.

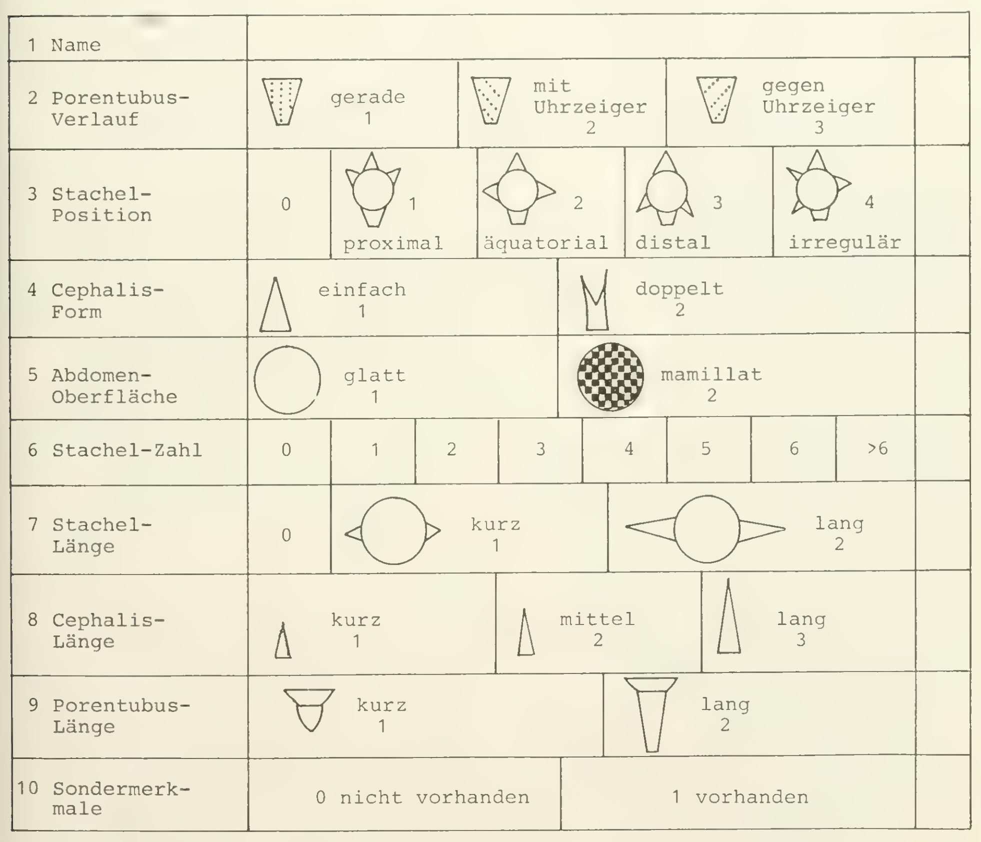
Die Familie der Eucyrtidiidae EHRENBERG umfaßt im Material der Osterhorngruppe die Gattungen *Dibolachras* FOREMAN, *Podobursa* WISNIOWSKI, *Theosyringium* HAECKEL, *Eusyringium* HAECKEL und *Katroma* PESSAGNO & POISSON. Ihre Gliederung wird in der vorliegenden Arbeit durch eine numerische Klassifikation unterstützt.

Die morphologische Analyse der reichen Faunen der Osterhorngruppe zeigt die hohe Variabilität der Gehäuse dieser Familie deutlich. Darüberhinaus läßt sich innerhalb von Arten und Gattungen eine freie Kombinierbarkeit der Merkmale feststellen. In der Bestimmungstabelle (Abb. 27) werden 9 Merkmalsgruppen mit insgesamt 30 Merkmalen und eine zusätzliche Gruppe für eventuelle Sondermerkmale fixiert. 26 der festgehaltenen Merkmale sind kombinierbar und es ergeben sich hierdurch 3024 verschiedene Morphotypen. Dies würde zu einer starken Zunahme der Menge der Artnamen führen, was durch die starke Vermischung der Merkmale und ihre möglichen ökologischen Ursachen nicht sinnvoll ist. Aus diesem Grund wird die Variabilität in Form eines neunstelligen Nummerncodes dokumentiert. Die Merkmale werden zudem nach ihrem genetischen und ökologischen Ursprung interpretiert und so geordnet, daß in einer graphischen Darstellung die Eigenschaften eines Gehäuses als Linie mit einem charakteristischen Verlauf wiedergegeben werden kann.

Bei dieser Klassifikation wird die Anzahl der Segmente nicht berücksichtigt, da sie von einer zunehmenden Zahl von Autoren als ontogenetische Erscheinung gewertet wird (ANDERSON, 1983) und keine ökologische Bedeutung wie etwa die Stachelentwicklung besitzt.

Der Vergleich der Gehäuse der Eucyrtidiidae EHRENBERG zeigt, daß zwei Typen von Oberflächenstrukturen nebeneinander vorkommen: die glatt-porate und die mamillate. Die deutliche Trennbarkeit der beiden Oberflächenmuster und das Fehlen von Übergängen zwischen diesen Typen scheint hier das einzige Unterscheidungskriterium in der sonst durch starke Variabilität der Merkmale gekennzeichneten Gruppe zu sein.

Bislang wird im System der Radiolarien kaum bzw. nur indirekt Bezug auf diesen deutlichen Unterschied genommen, obwohl er an mehreren Beispielen bei Spumellarien und Nassellarien zu beobachten ist. Hinweise darauf werden durch



Merkmal									
1 Name									
2 Porentubus-Verlauf	gerade 1	mit Uhrzeiger 2	gegen Uhrzeiger 3						
3 Stachel-Position	0	proximal 1	äquatorial 2	distal 3	irregulär 4				
4 Cephalis-Form	einfach 1	doppelt 2							
5 Abdomen-Oberfläche	glatt 1	mamillat 2							
6 Stachel-Zahl	0	1	2	3	4	5	6	>6	
7 Stachel-Länge	0	kurz 1	lang 2						
8 Cephalis-Länge	kurz 1	mittel 2	lang 3						
9 Porentubus-Länge	kurz 1	lang 2							
10 Sondermerkmale	0 nicht vorhanden	1 vorhanden							

Abb. 27: Bestimmungsschema für die Gehäuse der Eucyrtidiidae EHR. in Jura und Unterkreide des Osterhorn-Tirolikums.

die Trennung der Gattungen *Triactoma* Rüst und *Acaeniotyle* Foreman oder *Cenosphaera* Rüst und *Conosphaera* Rüst bzw. *Praeconocaryomma* Pessagno innerhalb der Actinommiden gegeben. Auch bei den Eucyrtidiiden wird mit *Podobursa* (?) *polylophia* Foreman und ihrer fraglichen Zuordnung zur Gattung *Podobursa* Wisniowski indirekt auf diesen Unterschied hingewiesen. Mitunter werden glatte und mamillate Oberflächen auf dem Artniveau getrennt, wie dies bei *Sethocapsa cetia* Foreman und *Sethocapsa leiostraca* Foreman geschieht. Das Problem ist nicht nur auf den Oberjura beschränkt. Auch bei den triadischen Radiolarien lassen sich glatte und mamillate Oberflächen beobachten. Sie werden auch hier innerhalb gleicher Gattungen lediglich als verschiedene Arten beschrieben.

Ein Grund für das Auftreten der beiden Grundmuster kann derzeit noch nicht angegeben werden. Die Interpretation als mögliche Formen eines Generationswechsels oder einer Reaktion auf bestimmte ökologische Bedingungen, eventuelle ontogenetische oder phylogenetische Entwicklungen ist ohne statistische Untersuchungen von Massenpopulationen beider Hauptgruppen, Spumellarien und Nassellarien, nur ansatzweise durchführbar.

Im Rahmen dieser Arbeit sollen wegen der übergeordneten Bedeutung des Unterschiedes zwischen glatt-poraten und mamillaten Radiolarien die Eucyrtidiidae Ehrenberg rein morphologisch in zwei Unterfamilien aufgeteilt werden: die Favocyrtidiinae n. sfam. mit einem glatten, wabenartigen Porenmuster und die Collicyrtidiinae n. sfam. mit einem mamillaten Porenmuster (Abb. 28).

<table>
<tr><td>Unterfamilie</td><td>COLLICYRTIDIINAE</td><td>FAVOCYRTIDIINAE</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="3">kurzer Apikalstachel</td><td>*Collicyrtidium* n. gen.</td><td>*Theosyringium*</td><td>keine Abdominalstacheln</td></tr>
<tr><td rowspan="2">*Helocingulum* n. gen.</td><td>*Dibolachras*</td><td>zwei Abdominalstacheln</td></tr>
<tr><td>*Podobursa*
Katroma</td><td>mehr als zwei Abdominalstacheln</td></tr>
<tr><td>langer Apikalstachel</td><td>*Morosyringium* n. gen.</td><td>*Favosyringium* n. gen.</td><td>mit und ohne Abdominalstacheln</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Apikalstachel</td><td>mamillat</td><td>wabenartig porat</td><td rowspan="2">Abdominalstacheln</td></tr>
<tr><td colspan="2">Oberflächenstruktur</td></tr>
</table>

Abb. 28: Systematische Übersicht der Eucyrtidiidae Ehrenberg mit den in der Osterhorn-Gruppe vorkommenden Gattungen.

Eine weitergehende Differenzierung der beiden Unterfamilien erfolgt nach der morphologischen Analyse der Formen der Osterhorngruppe mit Hilfe der Länge des Apikalstachels der Cephalis, da sich hier statistisch ein gewisser Einschnitt in der Variabilität der Gehäuse zeigt. Gattungen bzw. Gattungsgruppen werden schließlich aufgrund der Anzahl der Abdominalstacheln unterschieden.

Unterfamilie Favocyrtidiinae n. sfam.

Diagnose: Langgestreckte Nassellarien mit 2 bis 4 Segmenten, einem langen Porentubus und einer glatten, wabenartig-poraten Oberfläche des Abdomens. Abdominalstacheln können fehlen oder vorhanden sein. Der Porentubus ist offen oder geschlossen.

Differentialdiagnose: Die Favocyrtidiinae n. sfam. unterscheiden sich von den Collicyrtidiinae n. sfam. durch die glatte, wabenartig-porate Oberfläche des Abdomens.

Derivatio nominis: Favum = Wabe. Der Begriff soll die regelmäßige Anordnung der Poren der Abdominalschale beschreiben.

Enthaltene Gattungen: *Theosyringium* Haeckel
Eusyringium Haeckel
Dibolachras Foreman
Podobursa Wisniowski
Katroma Pessagno
Favosyringium n. gen.

Typus-Gattung: *Dibolachras* Foreman 1973.

Code: Taf. 19, Fig. 10: 3–0/0–0–0/0–3–2/0

<table>
<tr><td>Porentubusverlauf</td><td colspan="4">ger 1</td><td colspan="5">m Uz 2</td><td colspan="4">g Uz 3</td><td>o</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">o</td><td colspan="2"></td><td>x</td></tr>
<tr><td>Stachelposition</td><td>0</td><td colspan="2">prox
1</td><td colspan="4">äqua
2</td><td colspan="4">dist
3</td><td colspan="2">irreg
4</td><td>x</td><td colspan="2">o</td><td colspan="2">o</td><td colspan="2">o</td><td>o</td></tr>
<tr><td>Cephalis-Form</td><td colspan="6">einfach 1</td><td colspan="7">geteilt 2</td><td>x</td><td colspan="6"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Abdomenoberfläche</td><td colspan="6">glatt 1</td><td colspan="7">mamillat 2</td><td>x</td><td colspan="6"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Stachelzahl</td><td>0</td><td>1</td><td colspan="2">2</td><td>3</td><td colspan="3">4</td><td colspan="2">5</td><td colspan="2">6</td><td>>6=7</td><td>x</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td></tr>
<tr><td>Stachellänge</td><td>0</td><td colspan="6">kurz 1</td><td colspan="6">lang 2</td><td>x</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">o</td><td colspan="2"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Cephalislänge</td><td colspan="4">kurz 1</td><td colspan="5">mittel 2</td><td colspan="4">lang 3</td><td>o</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">o</td><td colspan="2"></td><td>x</td></tr>
<tr><td>Porentubuslänge</td><td colspan="6">kurz 1</td><td colspan="7">lang 2</td><td>o</td><td colspan="6"></td><td>x</td></tr>
<tr><td>Sondermerkmale</td><td>0</td><td colspan="12">vorhanden 1</td><td>x</td><td colspan="2">o</td><td colspan="4"></td><td></td></tr>
</table>

Gattung *Theosyringium* Haeckel 1881
Typus-Art: *Urocyrtis amaliae* Pantanelli 1880

Theosyringium amaliae (Pantanelli)
Taf. 19, Fig. 10

1880 *Urocyrtis amaliae* Pantanelli, Fig. 46 (Oberjura, Pietra, Limite, Toscana, Italien).
1885 *Theosyringium amaliae* (P.) Rüst, S. 309, Taf. 12, Fig. 13 (Mittlerer Malm, Arvavaratja, Ungarn, Urschlau, Nördliche Kalkalpen, Bayern)

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Längliches Gehäuse mit 3 Segmenten. Die Cephalis trägt einen langen Apikalstachel. Der Thorax ist kegelförmig und porat. Das Abdomen ist kugelig. Auf ihm sind hexagonale Porenrahmen sichtbar, die in steil diagonalen Reihen von oben nach unten verlaufen. Ein langer Porentubus besitzt Porenreihen, die leicht gegen den Uhrzeigersinn gedreht sind. Der Tubus endet geschlossen.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Gattung *Dibolachras* Foreman 1973
Typus-Art: *Dibolachras chandrika* Foreman 1973

Dibolachras chandrika Kocher
Taf. 19, Fig. 11

1981 *Dibolachras chandrika* Kocher, S. 61, Taf. 13, Fig. 1–2 (Obercallov-Unterkimmeridge, Monte Generoso, Südalpen, Schweiz).
1984 *Dibolachras chandrika* K. Baumgartner, S. 761, Taf. 2, Fig. 20 (Obercallov-Mitteltithon).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit 3 Segmenten, einem relativ kurzen Porentubus und zwei langen triradiaten Stacheln auf dem dritten Segment. Auf der Cephalis sitzt ein mittellanger Apikalstachel. Der Thorax ist porat und konisch. Das Abdomen ist kugelig und besitzt konzentrisch zur Achse angeordnete Querreihen großer hexagonaler Poren. Die Primärstacheln sind äquatorial angebracht. Der Postabdominaltubus zeigt parallel zur Achse verlaufende Porenreihen.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Oxford – Kimmeridge ?, Tithon – Untervalangin.

Code: Taf. 19, Fig. 11: 1–2/1–1–2/2–2–1/0

Porentubusverlauf	ger 1		m Uz 2		g Uz 3				x			o				o
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2		dist 3		irreg 4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6 = 7	o	o	x	o	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1		mittel 2		lang 3				o			x				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				x							o
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Gattung *Podobursa* Wisniowski 1889 emend. Foreman 1973
Typus-Art: *Podobursa dunikowskii* Wisniowski 1889

Podobursa triacantha (Fischli)

Podobursa triacantha (Fischli) wird von Foreman (1973) als Form mit 4 Segmenten und einer Anzahl der Abdominalstacheln von 3 bis 6 definiert. In dieser Art sind verschiedene Typen von *Theosyringium acanthophorum* Rüst, die von Fischli (1916) nach ihrer Stachelzahl einzeln als Forma *triacanthum, tetracanthum* und *hexacanthum* benannt wurden, zusammengefaßt. Taxonomische Unsicherheit entsteht dadurch, daß innerhalb dieser Art die Zahl der Stacheln breit variieren darf, aber Formen mit der gleichen Segmentzahl und zwei Abdominalstacheln als *Dibolachras* Foreman einer anderen Gattung angehören sollen. Solange die biologische Zusammengehörigkeit fossiler Radiolarien nicht erkannt und das System nur aufgrund morphologischer Unterschiede erstellt werden kann, ist es gleichgültig, ob die unterschiedlichen Wuchsformen auf dem Gattung-, Art- oder Unterartniveau getrennt werden. Eine konsequente Handhabung einer Unterscheidungsmethode ist jedoch wünschenswert. Demnach müßten dreistachelige, vierstachelige und sechsstachelige Formen als eigene Gattungen oder die Gattung *Dibolachras* Foreman als Synonym von *Podobursa* Wisniowski behandelt werden.

Im folgenden soll eine gewisse Lösung dieses Problems durch die Teilung von *Podobursa triacantha* (Fischli) in verschiedene Unterarten mit Hilfe der Anzahl der Abdominalstacheln angestrebt werden. Damit ergibt sich die Möglichkeit, die einzelnen Erscheinungsformen der Gehäuse in ihrem zeitlichen und räumlichen Auftreten zu verfolgen. Da sich der Name *Podobursa triacantha* (F.) in der jüngeren Literatur sehr eingebürgert hat, ist eine Umbenennung der Art und eine Wiedereinführung der alten Formabezeichnungen von Fischli (1916) wenig sinnvoll. Es wird deswegen mit Hilfe der Zusätze *triradiata, tetraradiata* und *hexaradiata* auf die unterschiedliche Zahl der Stacheln und die resultierende Gehäusesymmetrie eingegangen.

Podobursa triacantha triacantha (Fischli)
Taf. 19, Fig. 12, 13

1916 *Theosyringium acanthophorum* Rüst var. triacanthus Fischli, S. 47, Fig. 38 (Kreide, Rigi, Schweiz).
1973 *Podobursa triacantha* (Fischli) Foreman, S. 266, Taf. 13, Fig. 1 (Oberjura-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Längliches Gehäuse mit 4 Segmenten und einem nicht sehr langen Porentubus. Die Cephalis trägt einen kurzen bis mittellangen Apikalstachel. Der Thorax besteht aus zwei Segmenten, die mit der Cephalis zusammen den Proximalteil bilden. Das Abdomen ist wabenartig porat und besitzt drei lange triradiate Stacheln. Der Porentubus zeigt Porenreihen die stark im oder gegen den Uhrzeigersinn gedreht sind.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Code: Taf. 19, Fig. 12, 13: 2–2/1–1–3/2–2–1/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2			g Uz 3		o			x				o
Stachelposition	0	prox 1		äqua 2		dist 3	irreg 4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	x	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			x				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2			lang 3		o			x				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				x							o
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Podobursa triacantha tetraradiata n. ssp.
Taf. 20, Fig. 1–3

1916 *Theosyringium acanthophorum* Rüst *var. tetracanthus* Fischli, S. 47, Fig. 39 (Kreide, Rigi, Schweiz).
1973 *Podobursa triacantha* (Fischli) Foreman, S. 266, Taf. 13, Fig. 7 (Oberjura-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).
1977b *Podobursa triacantha* (F.) Pessagno, S. 57, Taf. 11, Fig. 6 (Oberkimmeridge-Valangin, California Coast Ranges).
1981 *Podobursa triacantha* (F.) Schaaf, S. 436, Taf. 5, Fig. 11, Taf. 25, Fig. 1a, b (Oberbarrême-Unterapt, Mid Pacific Mountains).
1981 *Podobursa triacantha* (F.) Steiger, Taf. 14, Fig. 10 (Tithon, Trattberg, Nördliche Kalkalpen, Österreich).
1981 *Podobursa triacantha* (F.) Nakaseko & Nishimura, S. 157, Taf. 11, Fig. 13 (Valangin, Shimanto Gruppe, Südwest-Japan).
1984 *Podobursa triacantha* (F.) Schaaf, S. 144, Taf. 29, Fig. 1–4 (Oberjura-Unterapt).

Material: 10 Exemplare.

Diagnose: Langgestreckte Gehäuse mit 4 Segmenten, einem Porentubus und 4 Abdominalstacheln.

Beschreibung: Die Cephalis trägt einen kurzen bis mittellangen Apikalstachel. Das Abdomen ist wabenartig porat mit hexagonalen Porenrahmen. In seinem Äquatorialbereich befinden sich 4 kurze oder lange triradiate Stacheln, die dem Gehäuse eine tetraradiate Symmetrie verleihen. Der Porentubus zeigt gerade oder verdrehte Porenreihen. Er ist terminal geschlossen.

Differentialdiagnose: *Podobursa triacantha tetraradiata* n. ssp. unterscheidet sich von *Podobursa triacantha triacantha* (Fischli) durch den Besitz von 4 im rechten Winkel angeordneten Abdominalstacheln.

Derivatio nominis: Tetraradiat = vier Stacheln ergeben eine vierstrahlige Symmetrie des Gehäuses.

Code: Taf. 20, Fig. 1: 1–2/1–1–4/1–1–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2			g Uz 3		x			o				o
Stachelposition	0	prox 1		äqua 2		dist 3	irreg 4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			x				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2			lang 3		x			o				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Länge Gehäuse	440	470	385	220	600	265
Länge Apikalstachel	80	100	55	40	85	20
Breite Abdomen	160	185	80	180	255	120
Länge Abdominalstacheln	70	160	110	60	80	30
Länge Porentubus	140	160	130	160	260	80
BSP Prot. Nr.	5137	5138	5139	5140	5141	5142

Bemerkung: Mit dieser Unterart soll die von Fischli (1916: 47) durchgeführte Unterscheidung einer vierstacheligen Form von drei- und mehrstacheligen Typen wieder eingeführt werden.

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Untervalangin).

Locus typicus: Kaltenhausen, Profil Ka, Probe Ka 22, Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein (Hallein, Salzburg).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Code: Taf. 20, Fig. 2: 2 2 1 1 4 2 2 2 0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2			g Uz 3		o			x				o
Stachelposition	0	prox 1		aqua 2		dist 3		irreg 4	o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2			lang 3		o			x				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Code: Taf. 20, Fig. 3: 2-4 1-1-4 2-3-2 0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2			g Uz 3		o			x				o
Stachelposition	0	prox 1		aqua 2		dist 3		irreg 4	o	o		o		o		x
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2			lang 3		o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Podobursa triacantha hexaradiata n. ssp.
Taf. 20, Fig. 4, 5

1916 *Theosyringium acanthophorum* Rüst *var. polyacanthus* Fischli, S. 47, Fig. 41 (Kreide, Rigi, Schweiz).

Material: 6 Exemplare.

Diagnose: Langgestreckte Gehäuse mit 4 Segmenten, einem Porentubus und 6 Abdominalstacheln.

Beschreibung: Die Cephalis trägt einen kurzen oder langen Apikalstachel. Das Abdomen ist wabenartig porat mit hexagonalen Porenrahmen. In seinem Äquatorialbereich befinden sich 6 kurze oder lange triradiate Stacheln, die dem Gehäuse eine hexaradiate Symmetrie verleihen. Der lange Porentubus zeigt im vorliegenden Material gerade Porenreihen. Er ist terminal geschlossen.

Differentialdiagnose: *Podobursa triacantha hexaradiata* n. ssp. unterscheidet sich von *Podobursa triacantha triacantha* (Fischli) und *Podobursa triacantha tetraradiata* n. ssp. durch den Besitz von 6 symmetrisch angeordneten Abdominalstacheln.

Derivatio nominis: Hexaradiat = sechs Stacheln ergeben eine sechsstrahlige Symmetrie des Gehäuses.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Länge Gehäuse	325	400	465	350	490	370
Länge Apikalstachel	50	60	66	33	66	42
Breite Abdomen	113	160	240	170	200	185
Länge Abdominalstacheln	45	50	60	35	66	42
Länge Porentubus	150	150	145	135	180	135
BSP Prot. Nr.	5143	5144	5145	5146	5147	5148

Bemerkung: Bei FISCHLI (1916: 47) dürfte in den Abbildungen eine Verwechslung vorliegen: Die *Var. polyacantha* wird mit 6 Abdominalstacheln und die *Var. hexacantha* wird mit mehr als 6 Abdominalstacheln dargestellt. FOREMAN (1973) stellt die vielstacheligen Formen nicht zu *Podobursa triacantha* (F.). Außer der Abbildung Fig. 41 gibt es in der Literatur keine eindeutige Darstellung von *Podobursa triacantha* (F.) mit sechs Abdominalstacheln.

Code: Taf. 20, Fig. 4, 5: 1–2/1–1–6/2–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			x			o				o
Stachelposition	0	prox 1	aqua 2		dist 3		irreg 4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6 7	o	o	o	o	o	o	x	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Untervalangin).

Locus typicus: Kaltenhausen, Profil Ka, Probe Ka 7, Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein (Hallein, Salzburg).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau, Trattberg, Marktschellenberg.

Podobursa triacantha octaradiata n. ssp.
Taf. 20, Fig. 6, 7

1916 *Theosyringium acanthophorum* RÜST *var. hexacanthus* FISCHLI, S. 47, Fig. 40 (Kreide, Rigi, Schweiz).
1973 *Podobursa* sp. aff. *P. triacantha* (FISCHLI) FOREMAN, Taf. 16, Fig. 13 (Valangin-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).

Material: 6 Exemplare.

Diagnose: Langgestreckte Gehäuse mit 4 Segmenten, einem Porentubus und 8 Abdominalstacheln.

Beschreibung: Die Cephalis trägt einen kurzen oder langen Apikalstachel. Das Abdomen ist wabenartig porat mit hexagonalen Porenrahmen. In seinem Äquatorialbereich befinden sich 8 kurze oder lange triradiate Stacheln, die dem Gehäuse eine achtstrahlige Symmetrie verleihen. Der lange Porentubus zeigt im Material der Osterhorngruppe Porenreihen, die entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht sind. Er ist terminal geschlossen.

Differentialdiagnose: *Podobursa triacantha octaradiata* n. ssp. unterscheidet sich von *Podobursa triacantha triacantha* (FISCHLI), *Podobursa triacantha tetraradiata* n. ssp. und *Podobursa triacantha hexaradiata* n. ssp. durch den Besitz von 8 symmetrisch angeordneten Abdominalstacheln.

Derivatio nominis: Octaradiat = acht Stacheln ergeben eine achtstrahlige Symmetrie des Gehäuses.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Länge Gehäuse	490	400	440	480	310	370
Länge Apikalstachel	60	—	60	45	30	42
Breite Abdomen	160	200	220	220	140	185
Länge Abdominalstacheln	60	67	50	45	40	42
Länge Porentubus	200	170	140	200	125	135
BSP Prot. Nr.	5149	5150	5151	5152	5153	5154

Bemerkung: FISCHLI (1916) bildet verwechslungsbedingt mit der *Var. hexacanthus* eine achtstachelige Form ab.

Code: Taf. 20, Fig. 6, 7: 3–2/1–1–7/1–2–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition	0	prox 1	aqua 2		dist 3		irreg 4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	o	o	o	x
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				x			o				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			x				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Tithon – Berrias).

Locus typicus: Trattberg, Profil Ee, Probe Ee 2, Straße zwischen der Vordertrattbergalm und der Hintertrattbergalm.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Podobursa helvetica (Rüst)
Taf. 20, Fig. 8, 9

1885 *Theosyringium helveticum* Rüst, S. 309, Taf. 27, Fig. 14 (Oberjura, Schweiz).
1980 *Podobursa helvetica* (R.) Baumgartner et al., S. 60, Taf. 3, Fig. 11 (Oxford-Mittelkimmeridge, Argolis, Griechenland).
1981 *Podobursa helvetica* (R.) Kocher, S. 84, Taf. 15, Fig. 17 (Obercallov-Oxford, Südalpen).
1981 *Podobursa helvetica* (R.) de Wever & Caby, Taf. 2, Fig. 20 (Oberoxford-Mittelkimmeridge, Bündner Schiefer, Alpes Cottiennes, Frankreich).
1984 *Podobursa helvetica* (R.) Baumgartner, S. 779, Taf. 7, Fig. 7 (Bathon-Unterkimmeridge).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit 4 Segmenten und einem langen Porentubus. Das große Abdomen ist stufig vom übrigen Gehäuse abgesetzt. Seine Oberfläche ist wabenartig porat und besitzt hexagonale Porenrahmen. Auf dem Abdomen sitzen unterschiedlich viele triradiate Stacheln. Im vorliegenden Material trägt das Abdomen 4 und 6 kurze Stacheln. Die Cephalis besitzt einen mittellangen Apikalstachel, der bei älteren Formen gegen den Uhrzeigersinn gedreht ist. Der Bereich zwischen der Cephalis und dem geblähten Segment ist länglich und zeigt im oberen Teil grobe, im unteren Teil feine Poren. Der Porentubus ist terminal geschlossen und enthält teils gerade, teils gegen den Uhrzeigersinn gedrehte Porenreihen.

Code: Taf. 20, Fig. 8: 3–2/1–1–4/1–2–2/1

Porentubusverlauf	ger 1	m Uz 2	g Uz 3	o		o		x								
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2	dist 3	irreg 4	o	o	x	o	o						
Cephalis-Form	einfach 1	geteilt 2	x		o											
Abdomenoberfläche	glatt 1	mamillat 2	x		o											
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1	lang 2	o		x		o								
Cephalislänge	kurz 1	mittel 2	lang 3	o		x		o								
Porentubuslänge	kurz 1	lang 2	o		x											
Sondermerkmale	0	vorhanden 1	x	o	x stufiges Abdomen											

Code: Taf. 20, Fig. 9: 1–2/1–1–6/1–2–2/1

Porentubusverlauf	ger 1	m Uz 2	g Uz 3	x		o		o								
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2	dist 3	irreg 4	o	o	x	o	o						
Cephalis-Form	einfach 1	geteilt 2	x		o											
Abdomenoberfläche	glatt 1	mamillat 2	x		o											
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	o	o	x	o
Stachellänge	0	kurz 1	lang 2	o		x		o								
Cephalislänge	kurz 1	mittel 2	lang 3	o		x		o								
Porentubuslänge	kurz 1	lang 2	o		x											
Sondermerkmale	0	vorhanden 1	x	o	x stufiges Abdomen											

Bemerkung: Die als Steinkern interpretierbare Abbildung von Rüst (1885) läßt offen, ob das Exemplar Abdominalstacheln hatte oder nicht. Baumgartner et al. lassen 8 bis 10 Stacheln zu. Das Material der Osterhorngruppe enthält Formen mit weniger Stacheln oder ganz ohne Stacheln. Auch sie sollen vorerst mit zu *Podobursa helvetica* (Rüst) gestellt werden.

Vorkommen: Trattberg, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Podobursa sp. cf. *P. tetracola* Foreman
Taf. 20, Fig. 10

1973 *Podobursa tetracola* Foreman, S. 266, Taf. 13, Fig. 10, Taf. 16, Fig. 14 (Oberjura-Unterkreide, Northwest Pacific Basin).
1979 *Podobursa tetracola* F. – Ozvoldova, S. 255, Taf. 2, Fig. 5 (Oberjura, Cerveny Kamen Klippe, Podbiel, Slowakei).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Längliches Gehäuse mit 4 (?) Segmenten und einem kurzen Porentubus. Die Cephalis ist glatt und po-

renlos. Sie trägt einen kurzen Apikalstachel. Das Porenmuster des kugeligen Abdomens ist wabenartig porat. Im Äquatorialbereich liegen 4 sehr kurze Stacheln. Der Porentubus ist geschlossen und zeigt wenige Poren, die in schrägen, gegen den Uhrzeigersinn gerichteten Reihen verlaufen.

Bemerkung: Die Form wird nur in die Nähe von *Podobursa tetracola* FOREMAN gestellt, weil nicht klar ist, wieviele Segmente zwischen der Cephalis und dem Abdomen liegen.

Code: Taf. 20, Fig. 10: 3–2/1–1–4/1–1–1/0

Porentubusverlauf	ger 1		m Uz 2		g Uz 3				o			o				x
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2	dist 3	irreg 4				o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6 7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			x				o
Cephalislänge	kurz 1		mittel 2		lang 3				x			o				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				x							o
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Podobursa sp.
Taf. 20, Fig. 11, 12

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit 4 Segmenten und einem langen Porentubus. Die Cephalis ist glatt und trägt einen sehr kurzen Apikalstachel. Das Abdomen ist kugelig und besitzt ein wabenartiges Porenmuster. Drei lange triradiate Stacheln entspringen auf der Oberseite des Abdomens. Der Porentubus ist terminal geschlossen. Seine Poren sind in einfachen Reihen angeordnet. Diese können gerade oder gegen den Uhrzeigersinn gerichtet sein.

Code: Taf. 20, Fig. 11: 3–1/1–1–3/2–1–2/0

Porentubusverlauf	ger 1		m Uz 2		g Uz 3				o			o				x
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2	dist 3	irreg 4				o	x		o		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	x	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1		mittel 2		lang 3				x			o				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Code: Taf. 20, Fig. 12: 1–1/1–1–3/2–1–2/0

Porentubusverlauf	ger 1		m Uz 2		g Uz 3				x			o				o
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2	dist 3	irreg 4				o	x		o		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	x	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1		mittel 2		lang 3				x			o				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Regenspitze, Kaltenhausen.

Alter: Oxford ? – Obertithon.

Gattung *Katroma* Pessagno & Poisson 1981 emend. de Wever 1982 emend.

Typus-Art: *Katroma neagui* Pessagno & Poisson 1981

Emendierte Diagnose: Die Gattung entspricht der Definition von Pessagno & Poisson (1981) inklusive der Emendierung von de Wever (1982). Die Variabilität der Anzahl der am Aufbau der Cephalis beteiligten Apikalstacheln wird auf 2 bis 5 erweitert.

Katroma milloti Schaaf
Taf. 21, Fig. 1–5

1984 *Katroma milloti* Schaaf, S. 124, Taf. 19, Fig. 1–4 (Obervalangin, Probe CR 28, Tethys, Atlantik).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit drei Segmenten und einem langen Porentubus. Der Apikalstachel der Cephalis ist zwei- oder dreigeteilt. Im Fall der Dreiteilung stehen zwei lange Hörner und ein kleiner Stachel im 120-Grad-Winkel zueinander und sind schräg nach oben gerichtet. Das kugelige Abdomen besitzt ein wabenartiges Porenmuster und eine größere Zahl unregelmäßig angeordneter kurzer Stacheln. Die Basis dieser Stacheln ist triradiat. Im übrigen Verlauf ist ihr Querschnitt rund. Der terminal geschlossene Porentubus zeigt große hexagonale Porenrahmen, die in geraden Reihen in der Gehäuseachse verlaufen.

Bemerkung: Pessagno & Poisson (1981: 62) definieren die Gattung *Katroma* mit einem vierteiligen Apikalstachel. De Wever (1982: 193) emendiert die Gattung und läßt die Anzahl der Cephalisstacheln zwischen 3 und 5 variieren. Schaaf (1984) bildet im Originalmaterial von *Katroma milloti* Formen mit zwei- und dreistacheliger Cephalis ab. In den Faunen der Osterhorngruppe können ebenfalls Gehäuse mit beiden Cephalisausbildungen bei gleicher übriger Gehäusemorphologie beobachtet werden. Mit der Annahme, daß die Bildung der Apikalstacheln nacheinander geschehen ist und ein zweistacheliger Zustand vor dem dreistacheligen existiert hat, müssen Formen mit einer einfach gegabelten Cephalis mit zur Gattung *Katroma* Pessagno & Poisson gerechnet werden.

Code: Taf. 21, Fig. 1–5: 1–4/2–1–7/1–2–2/0

<table>
<tr><td>Porentubusverlauf</td><td colspan="4">ger 1</td><td colspan="5">m Uz 2</td><td colspan="4">g Uz 3</td><td>x</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">o</td><td colspan="2"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Stachelposition</td><td>C</td><td colspan="2">prox 1</td><td colspan="4">aqua 2</td><td colspan="4">dist 3</td><td colspan="2">irreg 4</td><td>o</td><td colspan="2">o</td><td colspan="2">o</td><td colspan="2">o</td><td>x</td></tr>
<tr><td>Cephalis-Form</td><td colspan="6">einfach 1</td><td colspan="7">geteilt 2</td><td>o</td><td colspan="6"></td><td>x</td></tr>
<tr><td>Abdomenoberfläche</td><td colspan="6">glatt 1</td><td colspan="7">mamillat 2</td><td>x</td><td colspan="6"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Stachelzahl</td><td>0</td><td>1</td><td colspan="2">2</td><td>3</td><td colspan="3">4</td><td colspan="2">5</td><td colspan="2">6</td><td>>6=7</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>x</td></tr>
<tr><td>Stachellänge</td><td>0</td><td colspan="6">kurz 1</td><td colspan="6">lang 2</td><td>o</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">x</td><td colspan="2"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Cephalislänge</td><td colspan="4">kurz 1</td><td colspan="5">mittel 2</td><td colspan="4">lang 3</td><td>o</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">x</td><td colspan="2"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Porentubuslänge</td><td colspan="6">kurz 1</td><td colspan="7">lang 2</td><td>o</td><td colspan="6"></td><td>x</td></tr>
<tr><td>Sondermerkmale</td><td>0</td><td colspan="12">vorhanden 1</td><td>x</td><td colspan="2">o</td><td colspan="4"></td><td></td></tr>
</table>

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Schrambach, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon-Berrias.

Katroma tetrastyla n. sp.
Taf. 21, Fig. 6

Material: 5 Exemplare.

Diagnose: Längliches Gehäuse mit 3 Segmenten und einem Porentubus, der etwa die Länge des segmentierten Gehäuseteiles erreicht. Im Äquatorialbereich des Abdomens sitzen vier Stacheln. Die Cephalis ist einfach gegabelt.

Beschreibung: Die Cephalis trägt ein kurzes und ein langes Apikalhorn. Der Thorax ist porat und kegelförmig. Das Abdomen ist kugelig und besitzt ein wabenartiges Porenmuster mit hexagonalen Porenrahmen. Die Abdominalstacheln sind sehr kurz und an der Basis triradiat. Der Postabdominaltubus zeigt einfache Porenreihen, die gegen den Uhrzeigersinn gedreht sind.

Differentialdiagnose: *Katroma tetrastyla* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Katroma*-Arten durch den Besitz von vier Abdominalstacheln. Gegenüber *Podobursa tricola* Foreman wird sie durch die gegabelte Cephalis abgegrenzt.

Derivatio nominis: Tetrastylus = viersäulig. Damit wird auf die vier Stacheln im Äquatorialbereich des Abdomens Bezug genommen.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen		
Länge Gehäuse	440	332	370	315
Breite Abdomen	180	170	155	145
Länge Postabdominaltubus	160	117	92	115
BSP Prot. Nr.	5155	5156	5157	5158

Bemerkung: Die einzigen Unterschiede zu *Podobursa tricola* Foreman sind die gegabelte Cephalis und der etwas längere Porentubus. Es erhebt sich die Frage, ob beide Formen einer Art angehören und lediglich vom Generationswechsel abhängige Gehäusetypen sind.

Code: Taf. 21, Fig. 6: 3–2/2–1–4/1–1–1/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition	0	prox 1		äqua 2		dist 3	irreg 4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				o							x
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6–7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			x				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			x			o				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				x							o
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Obertithon – Berrias).

Locus typicus: Kaltenhausen, Profil Ka, Probe Ka 45, Bachbett zwischen Kleinem und Großem Barmstein (Hallein).

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau.

Katroma sp. A
Taf. 21, Fig. 7

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Längliches Gehäuse mit 3 Segmenten und einem Porentubus, der etwas kürzer ist als der segmentierte Gehäuseteil. Im Äquatorialbereich des Abdomens sitzen sechs Stacheln. Die Cephalis ist einfach gegabelt. Sie trägt unterschiedlich lange Apikalhörner. Der Thorax ist porat. Das Abdomen ist kugelig und besitzt ein hexagonales Porenmuster. Die Abdominalstacheln sind sehr kurz. Der Postabdominaltubus zeigt einfache Porenreihen, die gegen den Uhrzeigersinn gedreht sind.

Bemerkung: Es handelt sich um die sechsstachelige Variante der *Katroma*-Arten.

Code: Taf. 21, Fig. 7: 3–2/2–1–6/1–1–1/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition	0	prox 1		aqua 2		dist 3	irreg 4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				o							x
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6 7	o	o	o	o	o	o	x	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			x				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			x			o				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				x							o
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Katroma sp. B
Taf. 21, Fig. 8

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Längliches Gehäuse mit 3 Segmenten und einem Porentubus, der etwa die Länge des segmentierten Gehäuseteiles erreicht. Im Äquatorialbereich des Abdomens sitzen acht Stacheln. Die Cephalis ist einfach gegabelt. Die Cephalis trägt ein kurzes und ein langes Apikalhorn. Der Thorax ist porat und kegelförmig. Das Abdomen ist kugelig und besitzt ein wabenartiges Porenmuster mit hexagonalen Porenrahmen. Die Abdominalstacheln sind sehr kurz und an der Basis triradiat. Der Postabdominaltubus zeigt einfache Porenreihen, die gegen den Uhrzeigersinn gedreht sind.

Bemerkung: Es handelt sich um die achtstachelige Variante der *Katroma*-Arten.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen.

Alter: Tithon.

Katroma sp. C
Taf. 21, Fig. 9

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit 3 Segmenten, einem sehr kurzen Proximalteil, kugeligem Abdomen

Code: Taf. 21, Fig. 8: 3–2/2–1–7/1–1–1/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition	0	prox 1		aqua 2	dist 3		irreg 4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				o							x
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	o	o	o	x
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			x				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			x			o				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				x							o
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

ohne Stacheln und einem sehr langen Porentubus. Die Cephalis ist einfach gegabelt und besitzt ein kurzes und ein langes Apikalhorn. Das Abdomen zeigt ein wabenartiges Muster mit hexagonalen Porenrahmen. Der Porentubus ist offen. Auf seiner Oberfläche befinden sich gerade Reihen hexagonaler Porenrahmen.

Code: Taf. 21, Fig. 9: 3–0/2–1–0/0–0–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition	0	prox 1		aqua 2	dist 3		irreg 4		x	o		o		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				o							x
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	x	o	o	o	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				x			o				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			x				o
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Tithon-Berrias.

Favosyringium n. gen.

Typus-Art: *Eusyringium affine* Rüst 1898

Diagnose: Langgestreckte Gehäuse mit 3 bis 4 Segmenten, einem sehr langen Apikalstachel, einem großen Abdomen und einem langen Porentubus. Die Oberfläche des Abdomens zeigt ein wabenartiges Porenmuster. Abdominalstacheln können fehlen oder vorhanden sein.

Differentialdiagnose: *Favosyringium* n. gen. unterscheidet sich von den übrigen Gattungen der Favocyrtidiinae n. sfam. durch den Besitz eines sehr langen Apikalstachels.

Derivatio nominis: Favus = Wabe. In Anlehnung an die langen Gehäuse der rezenten Gattung *Eusyringium* Haekkel, deren mögliche jurassische Vorläufer im Material der Osterhorngruppe ein wabenartiges Porenmuster besitzen.

Enthaltene Arten: *Favosyringium affine* (Rüst)
Favosyringium adversum n. sp.
Favosyringium quadriaculeatum n. sp.
Favosyringium sp. A
Favosyringium sp. B
Favosyringium sp. C

Favosyringium affine (Rüst)

Taf. 21, Fig. 10–12

1898 *Eusyringium affine* Rüst, S. 60, Taf. 17, Fig. 8 (Oberjura, Cittiglio, Laveno, Nord-Italien).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Lange Gehäuse mit kugeligem Abdomen, langem Porentubus und langem Apikalstachel. Das Abdomen ist unbestachelt und zeigt ein regelmäßiges Muster rundlicher bis hexagonaler Porenrahmen. Der Apikalstachel ist triradiat. Die Porenreihen des Postabdominaltubus verlaufen gerade, mit oder gegen den Uhrzeigersinn.

Code: Taf. 21, Fig. 10: 2–0/1–1–0/0–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			x				o
Stachelposition	0	prox 1		äqua 2	dist 3		irreg 4		x	o		o		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	x	o	o	o	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				x			o				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Code: Taf. 21, Fig. 11: 1–0/1–1–0/0–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			x			o				o
Stachelposition	0	prox 1		äqua 2	dist 3		irreg 4		x	o		o		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	x	o	o	o	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				x			o				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Code: Taf. 21, Fig. 12: 3–0/1–1–0/0–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition	0	prox 1		äqua 2	dist 3		irreg 4		x	o		o		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	x	o	o	o	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				x			o				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Favosyringium adversum n. sp.
Taf. 21, Fig. 13, 14

Material: 6 Exemplare.

Diagnose: Lange Gehäuse mit kugeligem Abdomen, langem Porentubus und langem Apikalstachel. Das Abdomen zeigt ein regelmäßiges Muster rundlicher bis hexagonaler Porenrahmen und besitzt zwei unterschiedlich lange Stacheln, die auf gegenüberliegenden Seiten angebracht sind.

Beschreibung: Der Apikalstachel ist triradiat. Die Porenreihen des Postabdominaltubus verlaufen gerade, mit oder gegen den Uhrzeigersinn.

Differentialdiagnose: *Favosyringium adversum* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Favosyringium*-Arten durch den Besitz von zwei sich gegenüberliegenden Abdominalstacheln. Es ist nicht klar, ob *Eusyringium typicum* Rüst, das durch einen Abdominalstachel gekennzeichnet ist, einbezogen werden kann. Gewöhnlich ist einer der beiden Abdominalstacheln von *Favosyringium adversum* n. sp. abgebrochen, doch kann die Existenz wirklich einstacheliger Formen nicht ausgeschlossen werden.

Derivatio nominis: Adversus = entgegenstehend. Damit wird die Position der Abdominalstacheln beschrieben.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Länge Gehäuse	700	525	750	500	—	660
Länge Apikalstachel	150	125	175	115	—	170
Breite Abdomen	200	150	225	150	160	185
Länge Abdominalstacheln	100	38	88	40	140	35
Länge Porentubus	300	225	300	200	240	200
BSP Prot. Nr.	5169	5170	5171	5172	5173	5174

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Obertithon – Berrias).

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 39, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

Code: Taf. 21, Fig. 13: 3–2/1–1–2/2–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1	m Uz 2	g Uz 3						o			o				x
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2	dist 3	irreg 4				o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1	geteilt 2							x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1	mamillat 2							x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	x	o	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1	lang 2						o			o				x
Cephalislänge	kurz 1	mittel 2	lang 3						o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1	lang 2							o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Code: Taf. 21, Fig. 14: 2–2/1–1–2/1–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1	m Uz 2	g Uz 3						o			x				o
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2	dist 3	irreg 4				o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1	geteilt 2							x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1	mamillat 2							x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	x	o	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1	lang 2						o			x				o
Cephalislänge	kurz 1	mittel 2	lang 3						o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1	lang 2							o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Gartenau, Schrambach, Trattberg, Marktschellenberg.

Favosyringium quadriaculeatum n. sp.
Taf. 22, Fig. 1–5;

Material: 5 Exemplare.

Diagnose: Lange Gehäuse mit kugeligem Abdomen, langem Porentubus und langem Apikalstachel. Das Abdomen zeigt ein fast regelmäßiges Muster rundlicher bis hexagonaler Porenrahmen und besitzt vier unterschiedlich lange Stacheln, die im rechten Winkel auf dem Äquator des Abdomens sitzen.

Beschreibung: Der Apikalstachel ist triradiat. Die Porenreihen des Postabdominaltubus verlaufen gerade, mit oder gegen den Uhrzeigersinn.

Differentialdiagnose: *Favosyringium quadriaculeatum* n. sp. unterscheidet sich von den anderen *Favosyringium*-Arten durch den Besitz von vier Abdominalstacheln.

Derivatio nominis: Quatuor = vier, aculeum = Stachel. Damit wird die Anzahl der Abdominalstacheln beschrieben.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen				
Länge Gehäuse	655	630	790	600	630	725
Länge Apikalstachel	145	143	170	145	115	160
Breite Abdomen	170	170	185	160	160	215
Länge Abdominalstacheln	40	55	40	30	55	40
Länge Porentubus	250	255	320	260	260	300
BSP Prot. Nr.	5175	5176	5177	5178	5179	5180

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Obertithon – Berrias).

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 39, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

Code: Taf. 22, Fig. 1: 3–2/1–1–4/1–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition		prox	aqua		dist		irreg									
	0	1	2		3		4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			x				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Code: Taf. 22, Fig. 2: 3–2/1–1–4/2–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition		prox	aqua		dist		irreg									
	0	1	2		3		4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Code: Taf. 22, Fig. 3: 1–2/1–1–4/2–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			x			o				o
Stachelposition		prox	aqua		dist		irreg									
	0	1	2		3		4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Code: Taf. 22, Fig. 5: 2–2/1–1–4/1–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			x				o
Stachelposition		prox	aqua		dist		irreg									
	0	1	2		3		4		o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	x	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			x				o
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Gartenau, Trattberg, Schrambach, Marktschellenberg.

Favosyringium sp. A
Taf. 22, Fig. 6

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Lange Gehäuse mit kugeligem Abdomen, langem Porentubus und langem Apikalstachel. Das Abdomen zeigt ein fast regelmäßiges Muster rundlicher bis hexagonaler Porenrahmen und besitzt sechs Stacheln, die im Äquatorialbereich des Abdomens sitzen und irregulär angeordnet sind. Der Apikalstachel ist triradiat. Die Porenreihen des Postabdominaltubus verlaufen gerade, mit oder gegen den Uhrzeigersinn.

Code: Taf. 22, Fig. 6: 3–4/1–1–6/2–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition	0	prox 1	aqua 2		dist 3		irreg 4		o	o		o		o		x
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	o	o	x	o
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Favosyringium sp. B
Taf. 22, Fig. 7

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit einem kugeligen Abdomen, langem Apikalstachel und langem Porentubus. Die Abdominalstacheln sind unregelmäßig angeordnet. Ihre Anzahl beträgt etwa 8. Das Porenmuster des Abdomens zeigt eine annähernd regelmäßige Anordnung hexagonaler Porenrahmen. Der Apikalstachel ist triradiat. Die Poren des Postabdominaltubus verlaufen entgegen dem Uhrzeigersinn.

Code: Taf. 22, Fig. 7: 3–4/1–1–7/2–3–2/0

Porentubusverlauf	ger 1			m Uz 2		g Uz 3			o			o				x
Stachelposition	0	prox 1	aqua 2		dist 3		irreg 4		o	o		o		o		x
Cephalis-Form	einfach 1				geteilt 2				x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1				mamillat 2				x							o
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	o	o	o	x
Stachellänge	0	kurz 1			lang 2				o			o				x
Cephalislänge	kurz 1			mittel 2		lang 3			o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1				lang 2				o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Obertithon.

Unterfamilie Collicyrtidiinae n. sfam.

Diagnose: 2- bis 4segmentige Nassellarien mit einer kleinen Cephalis, kurzem oder langem Apikalstachel, gegebenenfalls einem Thorax und einem großen, um die Kugelform variierenden Abdomen. Zwischen der Cephalis und dem Abdomen können auch zwei Segmente liegen. Unter dem Abdomen folgt ein langer, geschlossener oder offener Porentubus. Die Oberfläche des Abdomens ist mamillat. Abdominalstacheln können fehlen oder vorhanden sein.

Differentialdiagnose: Die Collicyrtidiinae unterscheiden sich von den Favocyrtidiinae durch die mamillate Oberfläche des Abdomens.

Enthaltene Gattungen: *Collicyrtidium* n. gen.
Helocingulum n. gen.
Morosyringium n. gen.

Typus-Gattung: *Collicyrtidium* n. gen.

Gattung *Collicyrtidium* n. gen.

Typus-Art: *Collicyrtidium rubetum* n. sp.

Diagnose: Langgestreckte Nassellarien mit 2 bis 4 Segmenten und einem langen Porentubus. Die Cephalis trägt einen kurzen Apikalstachel. Das Abdomen hat eine mamillate Oberfläche und ist unbestachelt.

Differentialdiagnose: *Collicyrtidium* n. gen. unterscheidet sich von der Gattung *Helocingulum* n. gen. durch das stachellose Abdomen und von den Gattungen der Favocyrtidiinae n. sfam. durch das mamillate Abdomen.

Derivatio nominis: Collis = Hügel. Durch diesen Begriff soll auf die hügelige Oberfläche des Abdomens Bezug genommen werden.

Enthaltene Art: *Collicyrtidium rubetum* n. sp.

Collicyrtidium rubetum n. sp.
Taf. 22, Fig. 8, 9

Material: 10 Exemplare.

Diagnose: Längliches Gehäuse mit 3 Segmenten und einem langen Porentubus. Die Cephalis besitzt einen kleinen Apikalstachel. Das Abdomen ist unbestachelt.

Beschreibung: Die Cephalis ist glatt und porenlos. Zusammen mit dem wenige Poren besitzenden Thorax bildet sie den flachkonischen Proximalteil der Schale. Das Abdomen ist kugelig und hat die doppelte Höhe der vorhergehenden Segmente zusammen. Seine Oberfläche zeigt ein unregelmäßiges Muster rundlicher Poren. Der terminal geschlossene Porentubus ist, wie der Proximalteil, leicht stufig vom Abdomen abgesetzt. Seine Poren verlaufen in geraden Reihen.

Differentialdiagnose: *Collicyrtidium rubetum* n. sp. unterscheidet sich von *Morosyringium limatum* (Foreman) durch den kurzen Apikalstachel.

Derivatio nominis: Rubus = Brombeere. Das Abdomen sieht einer Brombeere ähnlich.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp	Paratypen	
Länge Gehäuse	420	350	420
Länge Apikalstachel	20	20	20
Breite Abdomen	240	200	280
Länge Porentubus	160	133	160
BSP Prot. Nr.	5129	5130	5131

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Unter- bis Mitteltithon).

Locus typicus: Trattberg, Profil Ee, Probe Ee 1, Straße von der Vordertrattbergalm zur Hintertrattbergalm.

Vorkommen: Trattberg.

Code: Taf. 22, Fig. 8, 9: 1–0/1–2–0/0–1–2/0

<table>
<tr><td>Porentubusverlauf</td><td colspan="4">ger 1</td><td colspan="5">m Uz 2</td><td colspan="4">g Uz 3</td><td>x</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">o</td><td colspan="2"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Stachelposition</td><td>0</td><td colspan="2">prox
1</td><td colspan="4">aqua
2</td><td colspan="4">dist
3</td><td colspan="2">irreg
4</td><td>x</td><td colspan="2">o</td><td colspan="2">o</td><td colspan="2">o</td><td>o</td></tr>
<tr><td>Cephalis-Form</td><td colspan="6">einfach 1</td><td colspan="7">geteilt 2</td><td>x</td><td colspan="6"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Abdomenoberfläche</td><td colspan="6">glatt 1</td><td colspan="7">mamillat 2</td><td>o</td><td colspan="6"></td><td>x</td></tr>
<tr><td>Stachelzahl</td><td>0</td><td>1</td><td colspan="2">2</td><td>3</td><td colspan="3">4</td><td colspan="2">5</td><td colspan="2">6</td><td>>6=7</td><td>x</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td><td>o</td></tr>
<tr><td>Stachellänge</td><td>0</td><td colspan="6">kurz 1</td><td colspan="6">lang 2</td><td>x</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">o</td><td colspan="2"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Cephalislänge</td><td colspan="4">kurz 1</td><td colspan="5">mittel 2</td><td colspan="4">lang 3</td><td>x</td><td colspan="2"></td><td colspan="2">o</td><td colspan="2"></td><td>o</td></tr>
<tr><td>Porentubuslänge</td><td colspan="6">kurz 1</td><td colspan="7">lang 2</td><td>o</td><td colspan="6"></td><td>x</td></tr>
<tr><td>Sondermerkmale</td><td>0</td><td colspan="12">vorhanden 1</td><td>x</td><td colspan="2">o</td><td colspan="4"></td><td></td></tr>
</table>

Gattung *Helocingulum* n. gen.

Typus-Art: *Podobursa* (?) *polylophia* Foreman 1973

Diagnose: Langgestreckte Nassellarien mit 2 bis 4 Segmenten und einem langen Porentubus. Die Cephalis trägt einen kurzen Apikalstachel. Das Abdomen ist bestachelt und hat eine mamillate Oberfläche.

Differentialdiagnose: *Helocingulum* n. gen. unterscheidet sich von *Collicyrtidium* n. gen. durch den Besitz von Stacheln, von *Morosyringium* n. gen. durch einen langen Cephalisstachel und von den Gattungen der Favocyrtidiinae n. sfam. durch die mamillate Oberfläche des Abdomens.

Derivatio nominis: Helos = Buckel, Cingulum = Gürtel. Damit wird die buckelige Oberfläche des gürtelartig ausgebildeten Abdomens beschrieben.

Enthaltene Art: *Helocingulum polylophium* (Foreman).

Helocingulum polylophium (Foreman)
Taf. 22, Fig. 10, 11

1973 *Podobursa* (?) *polylophia* Foreman, S. 266, Taf. 11, Fig. 8, 9 (Oberjura-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).
1975 *Podobursa* (?) *polylophia* F. Foreman, S. 617, Taf. 2L, Fig. 1 (Valangin-Hauterive/Barreme, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1984 *Podobursa* (?) *polylophia* F. Schaaf, S. 128, Taf. 21, 1–4 (Valangin-Hauterive).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit 3 Segmenten, einer mamillaten Oberfläche und einem Porentubus. Die Cephalis trägt einen kurzen Apikalstachel. Der Thorax ist porat und konisch. Das stufig abgesetzte ringförmige Abdomen ist etwa doppelt so hoch wie Cephalis und Thorax zusammen. Seine rundlichen Poren sind in Höckern gebündelt. Im Äquatorialbereich sitzen kurze triradiate Stacheln. Die Höcker

sind untereinander durch Leisten verbunden. Der spitz zulaufende Porentubus zeigt gerade Reihen hexagonaler Poren. Er ist etwa so lang wie der segmentierte Abschnitt und endet geschlossen.

Bemerkung: FOREMAN (1973) ordnet die Form wegen der mamillaten Oberfläche fraglich der Gattung *Podobursa* WISNIOWSKI zu. In der emendierten Diagnose von *Podobursa* (FOREMAN, 1973) wird über die Strukturen des Abdomens nichts ausgesagt. Wegen der im Abschnitt Eucyrtidiidae geschilderten Bedeutung des Unterschiedes zwischen wabenartig-porater und mamillater Oberfläche wird die Form zur Typus-Art der Gattung *Helocingulum* n. gen. gemacht.

Code: Taf. 22, Fig. 10, 11: 1–2/1–2–7/1–1–2/0

Merkmal									1	2	3	4	5	6	7	8
Porentubusverlauf	ger 1	m Uz 2	g Uz 3						x			o				o
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2	dist 3	irreg 4				o	o		x		o		o
Cephalis-Form	einfach 1	geteilt 2							x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1	mamillat 2							o							x
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	o	o	o	o	o	o	o	x
Stachellänge	0	kurz 1	lang 2						o			x				o
Cephalislänge	kurz 1	mittel 2	lang 3						x			o				o
Porentubuslänge	kurz 1	lang 2							o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							x	o						

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen.

Alter: Tithon.

Gattung *Morosyringium* n. gen.

Typus-Art: *Syringocapsa limatum* FOREMAN 1973

Diagnose: Langgestrecktes Gehäuse mit 3 bis 4 Segmenten, einem großen Abdomen, einem langen Apikalstachel und einem langen Porentubus. Die Oberfläche des Abdomens ist mamillat. Abdominalstacheln können fehlen oder vorhanden sein.

Differentialdiagnose: *Morosyringium* n. gen. unterscheidet sich von *Helocingulum* n. gen. durch den deutlich längeren Apikalstachel und den auch etwas längeren Porentubus.

Derivatio nominis: Morus = Brombeere, Himbeere. Der Begriff beschreibt die himbeerähnliche Oberfläche des Abdomens.

Enthaltene Art: *Morosyringium limatum* (FOREMAN).

Morosyringium limatum (FOREMAN)
Taf. 22, Fig. 12

1973 *Syringocapsa limatum* FOREMAN, S. 268, Taf. 11, Fig. 6, 7, Taf. 16, Fig. 8 (Oberjura-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Langes Gehäuse mit 3 Segmenten und einem Porentubus. Auf der Cephalis sitzt ein langer Apikalstachel mit rundem Querschnitt. Das kugelige, stachellose Abdomen besitzt eine knotige Oberfläche. Der lange Porentubus ist terminal geschlossen. Seine Porenreihen verlaufen gegen den Uhrzeigersinn.

Bemerkung: Die Stellung der oben beschriebenen Form dürfte wegen der knotigen Oberfläche des Abdomens ebenso problematisch sein, wie bei *Podobursa* (?) *polylophia* FOREMAN, die deswegen jetzt unter der neuen Gattung *Helocingulum* als *H. polylophium* (F.) bezeichnet wird. Auch durch die Tatsache, daß bei den übrigen Vertretern der Gattung *Syringocapsa* sehr lange Apikalstacheln nicht vorkommen, sondern die Gehäuse mehr Merkmale der Eucyrtidiinae besitzen,

Code: Taf. 22, Fig. 12: 3–0/1–2–0/0–3–2/1

Merkmal									1	2	3	4	5	6	7	8
Porentubusverlauf	ger 1	m Uz 2	g Uz 3						o			o				x
Stachelposition	0	prox 1	äqua 2	dist 3	irreg 4				x	o		o		o		o
Cephalis-Form	einfach 1	geteilt 2							x							o
Abdomenoberfläche	glatt 1	mamillat 2							o							x
Stachelzahl	0	1	2	3	4	5	6	>6=7	x	o	o	o	o	o	o	o
Stachellänge	0	kurz 1	lang 2						x			o				o
Cephalislänge	kurz 1	mittel 2	lang 3						o			o				x
Porentubuslänge	kurz 1	lang 2							o							x
Sondermerkmale	0	vorhanden 1							o	x		rd. Stachelquerschn.				

wird die Art *limatum* FOREMAN der neuen Gattung *Morosyringium* zugeordnet.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Familie Parvicingulidae PESSAGNO 1977a

Typus-Gattung: *Parvicingula* PESSAGNO 1977a

Gattung *Parvicingula* PESSAGNO 1977a

Typus-Art: *Parvicingula santabarbaraensis* PESSAGNO 1977a

Parvicingula boesii (PARONA)
Taf. 23, Fig. 1–7

1890 *Dictyomitra boesii* PARONA, S. 170, Taf. 6, Fig. 9 (Oberjura, Cittiglio, Laveno, Nord-Italien).
1975 *Dictyomitra boesii* P. FOREMAN, S. 613, Taf. 2H, Fig. 10, 11, Taf. 7, Fig. 9 (Berrias-Valangin, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1977b *Parvicingula boesii* (P.) PESSAGNO, S. 48, Taf. 8, Fig. 5 (Mitteltithon-Obervalangin, California Coast Ranges).
1978 *Mirifusus boesii* (P.) FOREMAN, S. 746, Taf. 2, Fig. 6 (Oxford-Kimmeridge, Cape Verde Basin, Nord-Atlantik).
1979 *Parvicingula boesii* (P.) NAKASEKO et al., Taf. 3, Fig. 1, 2 (Valangin-Barrême/Hauterive, Shimanto Belt, Südwest-Japan).
1980 *Parvicingula boesii* (P.) BAUMGARTNER et al., S. 58, Taf. 5, Fig. 15, Taf. 6, Fig. 8 (Oberoxford-Unterhauterive).
1981 *Parvicingula boesii* (P.) KOCHER, S. 81, Taf. 15, Fig. 10 (Obercallov-Oberkimmeridge, Südalpen).
1981 *Parvicingula boesii* (P.) NAKASEKO & NISHIMURA, S. 157, Taf. 8, Fig. 13, Taf. 17, Fig. 6 (Valangin, Shimanto Gruppe, Südwest-Japan).
1982 *Parvicingula boesii* (P.) NISHIZONO et al., Taf. 3, Fig. 12 (Oberjura, Ebirase Formation, Kuma River, Kyushu, Japan).
1982 *Parvicingula boesii* (P.) AOKI, Taf. 2, Fig. 8, 9 (Kimmeridge-Barreme, Shimanto Belt, Shikoku, Japan).
1982 *Parvicingula* sp. aff. *boesii* (P.) YAO et al., Taf. 4, Fig. 18 (Südwest-Japan).
1984 *Ristola boesii* (P.) PESSAGNO et al., S. 28, Taf. 3, Fig. 9 (Unter- bis Mittelvalangin, California Coast Ranges).
1987 *Parvicingula boesii* (P.) PAVSIC & GORICAN, S. 27, Taf. 4, Fig. 10 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Spindelförmiges Gehäuse mit 10 bis 12 Segmenten, die durch kräftige Querrippen voneinander getrennt sind. Jedes Segment enthält eine Dreierreihe wechselständig angeordneter rundlicher oder hexagonaler Poren. Der vordere Teil des Gehäuses läuft spitz zu. Die Cephalis ist glatt und porenlos. Der untere Gehäuseabschnitt ist schmäler als der Mittelteil. Die Schale endet entweder mit einem ringförmigen Segment oder mit einer Spitze. Bei einem Exemplar entspringt am geschlossenen Gehäuseende ein langer triradiater Stachel.

Bemerkung: *Parvicingula boesii* (P.) ist eine hochvariable Form mit zwei Grundtypen: (1) der „Mitraform" mit einem ringförmigen Endsegment und (2) der „Spindelform" mit einem spitzen Gehäuseabschluß. Während die Originalabbildung von PARONA (1890) eine Mitraform mit abgerundetem Proximalteil zeigt, hat das von PESSAGNO (1977a) wiedergegebene Stück, wenn auch schlecht erhalten, Spindelform. Die von den anderen Autoren dokumentierten Schalen variieren zwischen beiden Grundtypen. Auch das Material der Osterhorngruppe enthält beide Formen mit kontinuierlichen Übergängen. Eine zeitliche Bindung eines Gehäusetyps läßt sich nicht erkennen.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Parvicingula cosmoconica (FOREMAN)
Taf. 24, Fig. 4–6

1973 *Dictyomitra cosmoconica* FOREMAN, S. 263, Taf. 9, Fig. 11, Taf. 16, Fig. 3 (Oberjura-Valangin, Northwest Pacific Basin).
1975 *Dictyomitra cosmoconica* F. FOREMAN, S. 614, Taf. 2 H, Fig. 3, Taf. 7, Fig. 1 (Tithon-Valangin, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1980 *Parvicingula cosmoconica* F. BAUMGARTNER et al., S. 58, Taf. 5, Fig. 16, Taf. 6, Fig. 7 (Berrias-Unterhauterive, Lombardische Alpen, Nord-Italien).
1984 *Parvicingula cosmoconica* F. BAUMGARTNER, S. 778, Taf. 7, Fig. 1 (Obertithon-Unterhauterive).
1984 *Parvicingula cosmoconica* F. SCHAAF, Taf. 33, Fig. 6 (Berrias).
1984 *Parvicingula cosmoconica* F. OZVOLDOVA & SYKORA, S. 268, Taf. 9, Fig. 5 (Oberjura, Sipkovsky Hay, Tschechoslowakei).
1984 *Parvicingula cosmoconica* (F.) PAVSIC & GORICAN, S. 27, Taf. 4, Fig. 10 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: über 100 Exemplare.

Beschreibung: Konisches Gehäuse mit 8 bis 12 Segmenten. Die Segmente sind auf der Außenseite der Schale durch kräftige, knotige Rippen voneinander getrennt. Die Cephalis ist glatt und porenlos. Jedes Segment enthält eine Dreierreihe wechselständiger rundlicher Poren.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Parvicingula sphaerica n. sp.
Taf. 24, Fig. 1, 2

Material: 5 Exemplare.

Diagnose: Kugeliges Gehäuse mit ca. 10 Segmenten. Die Cephalis ist glatt und porenlos. Die Segmente sind durch Rippen voneinander getrennt. Die Segmente enthalten eine Dreierreihe wechselständiger rundlicher Poren.

Differentialdiagnose: *Parvicingula sphaerica* n. sp. unterscheidet sich von *Parvicingula boesii* (FOREMAN) durch die bis zur Kugelform ausgeweitete Gehäuseaußenseite.

Derivatio nominis: Sphaera = Kugel. Damit soll die Kugelform des Gehäuses hervorgehoben werden.

Dimensionen: in Mikron

	Holotyp		Paratypen	
Höhe Gehäuse	368	286	415	375
Breite Gehäuse äquatorial	284	258	340	310
Höhe Segment äquatorial	33	35	40	40
BSP Prot. Nr.	5181	5182	5183	5184

Stratum typicum: Aptychenschichten (Oberalmer Schichten und „Neokom"-Aptychenschichten) in den Nördlichen Kalkalpen (Berrias).

Locus typicus: Gartenau, Profil Ga, Probe Ga 40, Steinbruch bei St. Leonhard (Salzburg).

Vorkommen: Gartenau.

Gattung *Ristola* PESSAGNO & WHALEN 1982 emend. BAUMGARTNER 1984

Typus-Art: *Parvicingula* (?) *procera* PESSAGNO 1977a

Ristola procera (PESSAGNO)
Taf. 24, Fig. 3

1977a *Parvicingula* (?) *procera* PESSAGNO, S. 86, Taf. 9, Fig. 6–9 (Tithon, California Coast Ranges).
1980 *Parvicingula procera* P. BAUMGARTNER et al., S. 60, Taf. 5, Fig. 8 (Oxford, Argolis, Griechenland).
1981 *Parvicingula procera* P. KOCHER, S. 83, Taf. 15, Fig. 14 (Obercallov-Oxford, Südalpen).
1984 *Ristola procera* (P.) BAUMGARTNER, S. 783, Taf. 8, Fig. 6 (Obercallov-Unterkimmeridge).
1984 *Ristola procera* (P.) PESSAGNO et al., S. 29, Taf. 4, Fig. 6 (Kimmeridge – Obertithon, California Coast Ranges).

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Langgestrecktes, konisches Gehäuse mit einem flachen Proximalteil, einem hochkonischen Mittelteil und einem Endstück, das wieder geringere Breiten der Segmente zeigt. Der Proximalteil umfaßt Cephalis, Thorax und Abdomen. Das Mittelstück enthält 11 Segmente, die je eine Dreierreihe wechselständiger Poren enthalten. Der Gehäuseendabschnitt besteht aus 4 Segmenten mit gleichem Porenmuster.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Obertithon-Berrias.

Ristola cretacea (BAUMGARTNER)
Taf. 24, Fig. 7, 8

1980 *Parvicingula cretacea* BAUMGARTNER BAUMGARTNER et al., S. 59, Fig. 1–3, Taf. 6, Fig. 4 (Berrias-Valangin, Lombardische Alpen, Nord-Italien).
1984 *Ristola cretacea* (B.) BAUMGARTNER, S. 783, Taf. 8, Fig. 5, 10 (Obertithon-Valangin).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit einem aufgeblähten Proximalteil. Die übrigen Segmente (11–14, Exemplare nicht vollständig) enthalten Porendreierreihen, die von einer aus groben Stegen bestehenden Außenlage überdeckt sind. Diese Stege verlaufen parallel zur Gehäuseachse.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Familie Pseudodictyomitridae PESSAGNO 1977b

Typus-Gattung: *Pseudodictyomitra* PESSAGNO 1977b

Typus-Art: *Pseudodictyomitra pentacolaensis* PESSAGNO 1977b

Pseudodictyomitra carpatica (LOZNYAK)
Taf. 25, Fig. 1–3, 7;

1969 *Dictyomitra carpatica* LOZNYAK S. 38, Taf. 2, Fig. 11–12 (Neokom, Ukrainische Karpathen).
1973 *Dictyomitra carpatica* L. FOREMAN, S. 263, Taf. 10, Fig. 1–3, Taf. 16, Fig. 5 (Oberjura-Hauterive, Northwest Pacific Basin).
1975 *Dictyomitra carpatica* L. FOREMAN, S. 614, Taf. 2G, Fig. 11–14, Taf. 7, Fig. 7 (Oberjura-Alb, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).
1981 *Pseudodictyomitra carpatica* (L.) SCHAAF, S. 436, Taf. 3, Fig. 1a–c, Taf. 20, Fig. 4a–b (Oberbarrême-Untercenoman, Hess Rise und Mid Pacific Mountains).
1981 *Pseudodictyomitra carpatica* (L.) NAKASEKO & NISHIMURA, S. 158, Taf. 9, Fig. 6, 11 (Hauterive, Shimanto Gruppe, Südwest-Japan).
1981 *Pseudodictyomitra carpatica* (L.) DE WEVER & THIEBAULT, S. 590, Taf. 2, Fig. 2 (Valangin-Cenoman/Turon, Pindos-Olonos, Griechenland).
1982 *Pseudodictyomitra* sp. cf. *P. carpatica* (L.) NISHIZONO et al., Taf. 3, Fig. 9 (Oberjura, Kuma River, Kyushu, Japan).
1982 *Pseudodictyomitra carpatica* (L.) MATSUYAMA et al., Taf. 1, Fig. 7 (Tithon-Valangin, Hidkagawa-Gruppe, Shimanto Belt, Südwest-Japan).
1984 *Pseudodictyomitra carpatica* (L.) BAUMGARTNER, S. 782, Taf. 8, Fig. 1 (Obertithon-Unterhauterive).

Material: mehr als 100 Exemplare.

Beschreibung: Hochkonisches Gehäuse mit 8 bis 10 Segmenten. Der Proximalteil ist ein Konus, der aus den ersten 3 oder 4 Segmenten besteht. Er ist glatt und zeigt nur selten Teilstücke von einzelnen Reihen kleiner Poren. Die übrigen Segmente sind je durch einen knotigen Wulst und eine Porenreihe gekennzeichnet. Die Knoten des Wulstes sind in der Gehäuserichtung orientiert. Die Poren sitzen bezüglich der Knoten unregelmäßig verteilt direkt unterhalb des Wulstes. Das letzte Segment ist etwas schmäler als die vorhergehenden.

Bemerkung: Bei einigen erodierten Exemplaren sind in den Zwischenräumen unterhalb der Porenreihe kleine Poren sichtbar, die eine weitere Reihe bilden.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Oxford – Kimmeridge ?, Tithon – Untervalangin.

Pseudodictyomitra depressa BAUMGARTNER
Taf. 25, Fig. 4, 5

1984 *Pseudodictyomitra depressa* BAUMGARTNER, S. 782, Taf. 8, Fig. 2, 7, 8, 11 (mit Synonymie) (Obertithon-Unterhauterive).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Hochkonisches Gehäuse mit 8 bis 10 Segmenten. Die ersten 3 Segmente bilden einen glatten Konus mit einfachen Reihen kleiner Poren. Die übrigen Segmente zeigen je eine proximale Porenreihe, einen ausgeprägten knotigen Wulst und eine distale Porenreihe. Zwischen den Porenreihen zweier Segmente liegt der Bereich der Segmentgrenze. Sie stellt sich als tiefe Furche dar. Der Gehäusedurchmesser ist in der Mitte etwas größer als am Ende der Schale. Die Knoten der Wülste sind in der Richtung der Gehäuseachse ausgerichtet.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Pseudodictyomitra sp.
Taf. 25, Fig. 6

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Hochkonisches Gehäuse mit 8–9 Segmenten. Cephalis, Thorax und Abdomen sind glatt und porenlos. Die Postabdominalsegmente sind schwach längsgerippt. In der Nähe der Segmentgrenzen befindet sich je eine Reihe kleiner Poren.

Vorkommen: Kaltenhausen.

Alter: Berrias.

Familie Archaeodictyomitridae PESSAGNO 1976

Typus-Gattung: *Archaeodictyomitra* PESSAGNO 1976

Gattung: *Archaeodictyomitra* PESSAGNO 1976 emend. PESSAGNO 1977b

Typus-Art: *Archaeodictyomitra squinaboli* PESSAGNO 1976

Archaeodictyomitra apiaria (RÜST)
Taf. 25, Fig. 8, 9

1885 *Lithocampe apiarium* RÜST, S. 314, Taf. 39 (14), Fig. 8 (Oberjura, Kren, Tirol, Österreich).
1898 *Dictyomitra apiarium* (R.) RÜST, S. 58.
1975 *Dictyomitra apiarium* (R.) FOREMAN, S. 613, Taf. 2G, Fig. 7, 8 (Tithon-Valangin, Northwest Pacific Basin).
1976 *Dictyomitra excellens* (T. S. H.) BAUMGARTNER & BERNOULLI S. 615, Fig. 12k (Oberjura-Unterkreide, Achladi, Evvoia, Ost-Griechenland).
1977b *Archaeodictyomitra apiara* (R.) PESSAGNO, S. 41, Taf. 6, Fig. 6, 14 (Valangin, California Coast Ranges).
1979 *Dictyomitra apiarum* (R.) NAKASEKO et al., Taf. 3, Fig. 4 (Valangin-Hauterive/Barreme, Shimanto Belt, Südwest-Japan).
1981 *Archaeodictyomitra apiarium* (R.) KOCHER, S. 56, Taf. 12, Fig. 13 (Oberoxford-Oberkimmeridge, Südalpen).
1981 *Archaeodictyomitra apiara* (R.) NAKASEKO & NISHIMURA, S. 145, Taf. 6, Fig. 2–4, Taf. 15, Fig. 2, 6 (Tithon, Shimanto-Gruppe, Südwest-Japan).
1982 *Archaeodictyomitra apiara* (R.) MATSUYAMA et al., Taf. 1, Fig. 1 (Tithon-Valangin, Hidakagawa Gruppe, Shimanto Belt, Südwest-Japan).
1984 *Archaeodictyomitra apiaria* (R.) BAUMGARTNER, S. 758, Taf. 2, Fig. 5, 6 (Oberoxford-Unterhauterive).
1984 *Archaeodictyomitra apiarium* (R.) SCHAAF, S. 92, Taf. 3, Fig. 1, 3a, b, 5a, b (Oberjura-Barrême).
1987 *Archaeodictyomitra apiarium* (R.) PAVSIC & GORICAN, S. 24, Taf. 4, Fig. 11 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: mehr als 100 Exemplare.

Beschreibung: Längliches Gehäuse, das einem Bienenkorb ähnelt. 8 bis 10 Segmente bauen die Schale auf. Quer zur Gehäuseachse alternieren Porendoppelreihen mit breiten porenlosen Streifen. In Längsrichtung verlaufen bis zu 15 Rippen pro Halbseite. Porenreihen und Längsrippen bilden ein orthogonales Muster. Die Segmentgrenzen befinden sich inmitten der Porendoppelreihen. Das vordere Gehäusedrittel ist flachkonisch. Die übrige Schale hat bis auf das letzte Segment einen gleichmäßigen Durchmesser. Das Gehäuseende ist wieder etwas schmäler.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Archaeodictyomitra excellens (TAN SIN HOK)
Taf. 25, Fig. 10, 11

1927 *Lithomitra excellens* TAN SIN HOK, S. 56, Taf. 11, Fig. 85 (Kreide, Mollukken).
1973 *Lithomitra excellens* T. S. H. MOORE, S. 827, Taf. 4, Fig. 3, 4 (Berrias-Untercenoman, Magellan Rise, Pazifik).
1974 *Dictyomitra excellens* (T. S. H.) RENZ, Taf. 8, Fig. 8, Taf. 11, Fig. 35 (Apt-Senon, Wharton Basin, Exmouth Plateau).
1979 *Dictyomitra apiara* (R.) NAKASEKO et al., Taf. 3, Fig. 4 (Valangin-Hauterive/Barrême, Shimanto Belt, Japan).
1981 *Archaeodictyomitra apiara* (R.) NAKASEKO & NISHIMURA, S. 145, Taf. 6, Fig. 1 (Tithon, Shimanto Gruppe, Südwest-Japan).
1981 *Archaeodictyomitra apiara* (R.) SCHAAF, S. 432, Taf. 18, Fig. 2a, b (Oberbarrême, Mid Pacific Mountains).
1982 *Archaeodictyomitra apiara* (R.) OKAMURA & UTO, Taf. 2, Fig. 1, 2 (Unterkreide, Shimanto Belt, Shikoku, Japan).
1984 *Archaeodictyomitra excellens* (T. S. H.) BAUMGARTNER, S. 758, Taf. 2, Fig. 7, 8 (Obertithon-Unterhauterive).
1984 *Archaeodictyomitra apiarium* (R.) SCHAAF, S. 92, Taf. 3, Fig. 2, 4a, b (Oberjura-Barrême).
1987 *Archaeodictyomitra excellens* (T. S. H.) PAVSIC & GORICAN, Taf. 2, Fig. 10 (Unterkreide, Vrsnik, Westslowenien).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Zylindrisches Gehäuse mit 16 bis 20 Segmenten. Quer zur Achse verlaufen einfache Porenreihen, die mit Querleisten alternieren. Längsrippen liegen parallel nebeneinander, wodurch sich ein orthogonales Muster auf der Schalenoberfläche ergibt. Das proximale Gehäusedrittel ist ein rundlicher Kegel. Die übrigen Segmente besitzen bis auf das letzte und vorletzte gleichen Durchmesser. Das vorletzte Segment hat den größten Durchmesser. Das letzte Segment ist wieder schmäler.

Vorkommen: Gartenau, Trattberg.

Alter: Tithon-Valangin.

Archaeodictyomitra vulgaris PESSAGNO
Taf. 26, Fig. 1

1977b *Archaeodictyomitra vulgaris* PESSAGNO, S. 44, Taf. 6, Fig. 15 (Hauterive-Apt, California Coast Ranges).
1981 *Archaeodictyomitra vulgaris* P. SCHAAF, S. 432, Taf. 4, Fig. 2 (Oberbarrême, Mid Pacific Mountains).

Material: Mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Elliptisches Gehäuse mit runder Cephalis und gerade abgeschnittenem Hinterende. Die Segmentanzahl ist etwa 11. Parallel zur Achse verlaufen 9 Rippen über das gesamte Gehäuse. Zwischen den Rippen erscheinen kleine Poren, die in der Nähe der Segmentgrenzen Einzelreihen bilden.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Berrias-Valangin.

Archaeodictyomitra sliteri PESSAGNO
Taf. 26, Fig. 2

1977b *Archaeodictyomitra sliteri* PESSAGNO, S. 43, Taf. 6, Fig. 3, 4, 22, 23, 27 (Untercenoman, California Coast Ranges).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit 10–13 Segmenten. Cephalis, Thorax und Abdomen sind stufig abgesetzt und bilden den Proximalteil. Er läuft vorn spitz zu. Die Postabdominalsegmente sind nach hinten zunehmend weniger eingeschnürt. Pro Halbseite ziehen parallel zur Gehäuseachse etwa 8 Rippen über das gesamte Gehäuse.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Tithon.

Gattung *Thanarla* Pessagno 1977b

Typus-Art: *Phormocyrtis venata* Squinabol 1903

Thanarla conica (Aliev)
Taf. 26, Fig. 3–6

1965 *Cornutanna conica* Aliev, S. 34–35, Taf. 6, Fig. 1 (Untervalangin, Aserbeidschan).
1973 *Cornutanna conica* A. Moore, S. 830, Taf. 14, Fig. 1, 2 (Berrias-Cenoman, Magellan Rise, Pazifik).
1977b *Thanarla conica* (A.) Pessagno, S. 45, Taf. 7, Fig. 1, 13, 15 (Obervalangin-Oberapt, California Coast Ranges).
1979 *Thanarla conica* (A.) Mattson & Pessagno, Fig. 2, Fig. A, B, D (Jura-Unterkreide, Bermeja Complex, Puerto Rico, Karibik).

Material: Mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Tropfenförmiges Gehäuse mit einem konischen Proximalteil und einem eingestülpten Distalende. Die Cephalis ist glatt und porenlos. Das vordere Gehäusedrittel ist vom Rest der Schale durch eine leichte Einschnürung abgesetzt. Parallel zur Achse verlaufen Rippen über das gesamte Gehäuse (etwa 9 pro Halbseite). Die Rippen enden als Zapfen am Gehäusehinterrand. Zwischen den Rippen liegen kleine Poren, die quer zur Achse dicht stehende Einzelreihen bilden.

Vorkommen: Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Thanarla praeveneta Pessagno
Taf. 26, Fig. 7

1977b *Thanarla praeveneta* Pessagno, S. 46, Taf. 7, Fig. 11, 16, 18, 23, 27 (Alb-Cenoman, California Coast Ranges).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Konisches Gehäuse mit über das gesamte Gehäuse verlaufenden Längsrippen. Zwischen den Rippen liegen kleine Poren, die quer zur Achse dicht stehende, auch in Zweiergruppen angeordnete Einzelreihen bilden. Einschnürungen der Schale befinden sich im Gehäusemittelteil.

Bemerkung: Die Exemplare entsprechen der Beschreibung von Pessagno (1977b). Sie sind jedoch älter, als die in den California Coast Ranges vorkommenden Formen. Gorican (1987) bildet *praeveneta*-ähnliche Typen aus der Unterkreide ab. Es lassen sich durch die Existenz der in Zweiergruppen angeordneten Porenreihen Beziehungen zu *Archaeodictyomitra apiaria* (Rüst) herstellen, die ihrerseits oft Einschnürungen im Gehäusemittelteil besitzen kann. Eingeschnürte *Thanala*-Vertreter zeigen auch Merkmale von *Pseudodictyomitra*. Damit besteht die Möglichkeit, daß die Gattung *Thanarla* Jugendformen von *Archaeodictyomitra* und *Pseudodictyomitra* enthält.

Vorkommen: Marktschellenberg, Gartenau.

Alter: Untervalangin.

Thanarla sp.
Taf. 26, Fig. 8

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Tropfenförmiges Gehäuse mit longitudinaler Berippung. Zwischen den Rippen liegen einfach Porenreihen. Die Poren sind horizontal nicht gleichmäßig in Reihen angeordnet.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Oberberrias – Untervalangin.

Familie Xitidae Pessagno 1977

Typus-Gattung: *Xitus* Pessagno 1977

Gattung: *Xitus* Pessagno 1977

Typus-Art: *Xitus plenus* Pessagno 1977b

Xitus spicularius (Aliev)
Taf. 26, Fig. 9–11

1961 *Dictyomitra spicularia* Aliev, S. 34, Taf. 2, Fig. 1 (Alb-Cenoman, Aserbeidschan).
1965 *Dictyomitra spicularia* Aliev, S. 39, Taf. 6, Fig. 9 (Alb-Cenoman, Aserbeidschan).
1973 *Dictyomitra* sp. cf. *D. spicularia* A. Foreman, S. 264, Taf. 8, Fig. 8, 9 (Northwest Pacific Basin).
1977b *Xitus spicularius* (A.) Pessagno, S. 56, Taf. 9, Fig. 7, Taf. 10, Fig. 5 (Oberalb, California Coast Ranges).
1981 *Xitus spicularius* (A.) Schaaf, S. 440, Taf. 4, Fig. 11, Taf. 5, Fig. 12a, b, Taf. 19, Fig. 2a, b (Oberbarrême-Oberalb, Mid Pacific Mountains).
1984 *Xitus spicularius* (A.) Schaaf, S. 140, Taf. 27, Fig. 1–3 (Obervalangin-Oberalb).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Hohes Gehäuse mit mamillater Oberfläche. Das vordere Drittel der Schale ist konisch, das übrige Gehäuse ist ein Zylinder. Die Höcker stehend horizontal in parallelen Reihen. Von vorn nach hinten läßt sich keine lineare Anordnung der Höcker feststellen. Die Segmentzahl liegt zwischen 7 und 10. Die Cephalis ist glatt und porenlos.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg.

Alter: Tithon – Untervalangin.

Xitus sp.
Taf. 26, Fig. 12, 13

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Kleine Gehäuse mit 5 Segmenten. Cephalis und Thorax sind glatt und durch eine einfache Porenreihe voneinander getrennt. Zwischen Thorax und dem ma-

millaten Abdomen befindet sich ein Band unregelmäßig verteilter Poren. Die Höcker des letzten Segments sind länglich und in der Gehäuseachse orientiert.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Familie Theoperidae HAECKEL 1882 emend. RIEDEL 1967
Typus-Gattung: *Theopera* HAECKEL 1882

Gattung *Protunuma* ICHIKAWA & YAO 1976
Typus-Art: *Protunuma fusiformis* ICHIKAWA & YAO 1976

Protunuma fusiformis ICHIKAWA & YAO
Taf. 27, Fig. 2, 3

1976 *Protunuma fusiformis* ICHIKAWA & YAO, S. 116, Taf. 2, Fig. 1–4 (Mesozoikum, Japan).
1982 *Protunuma fusiformis* I. & Y. WAKITA, Taf. 4, Fig. 3 (Mitteljura, Kuzuryu-ko-Gujo-hachiman. Gifu Präfektur, Zentral-Japan).
1985 *Protunuma fusiformis* I. & Y. MATSUOKA, Taf. 1, Fig. 10, 11 (Mitteljura, Chichibu, Sakawa, Südwest-Japan).
1987 *Protunuma fusiformis* I. & Y. GORNICAN, S. 185, Taf. 2, Fig. 6 (Bathon, Budva Zone, Montenegro).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Fusiformes Gehäuse mit longitudinalen Rippen. Etwa 7 Rippen sind auf der Halbseite sichtbar, wovon etwa 5 von Pol zu Pol reichen. Die anderen Rippen enden noch vor den Polen. Auf der Gehäuseunterseite befindet sich eine kleine Öffnung. Zwischen den Rippen liegen kleine, jeweils in wechselständigen Dreierreihen angeordnete Poren.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: Mittel- bis Obertithon.

Protunuma (?) sp. A
Taf. 27, Fig. 4

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Fusiformes Gehäuse mit 13 Längsrippen pro Gehäusehalbseite. Die Rippen verlaufen gleichmäßig von Pol zu Pol. Zwischen ihnen liegen Poreneinzelreihen.

Bemerkung: Wegen der großen Zahl und der Engständigkeit der Rippen wird das Exemplar fraglich zur Gattung *Protunuma* I. & Y. gestellt.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Berrias.

Protunuma (?) sp. B
Taf. 27, Fig. 5–8

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Mützenförmiges Gehäuse mit Längsrippen, die über dem unteren Abschnitt der Schale gleichmäßig parallel verlaufen. Der vordere Teil des Gehäuses ist zylindrisch und hat eine sehr unregelmäßige Oberfläche. Er ist aus einer glatten Cephalis und einem spongösen „Thorax" zusammengesetzt. Zwischen beiden Segmenten liegt eine einfache Porenreihe. Die Cephalis kann einfach oder gegabelt sein. Im Bereich des Übergangs von Thorax und dem übrigen Gehäuse enden die Längsrippen uneinheitlich. Einige reichen bis auf den Thorax. Zwischen den Rippen ist spongiöses Maschenwerk ausgebildet. Auf der Unterseite der Schale zeigt sich eine relativ breite Öffnung.

Bemerkung: Die Form wird wegen der Breite der basalen Öffnung, und dem spongiösen Maschenwerk zwischen den Rippen fraglich zur Gattung *Protunuma* I. & Y. gestellt.

Vorkommen: Kaltenhausen, Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Familie Archicorythidae HAECKEL 1887
Typus-Gattung: *Archicorys* HAECKEL 1882

Gattung: *Archicorys* HAECKEL 1882
Typus-Art: *Archicorys galea* HAECKEL 1887

Archicorys pulchella RÜST
Taf. 27, Fig. 1

1898 *Archicorys pulchella* RÜST, S. 40, Taf. 8, Fig. 6 (Oberjura, Cittiglio, Nord-Italien).

Material: mehr als 10 Exemplare.

Beschreibung: Mützenförmiges Gehäuse mit spitz endendem Vorderteil und breitem Hinterrand, der durch eine feine Zähnelung gekennzeichnet ist und eine Öffnung umschließt. Der Umriß der Schale ist konvex. Ihre Oberfläche besteht aus hexagonalen Porenrahmen, die regelmäßig wechselständig angeordnet sind.

Vorkommen: Trattberg, Kaltenhausen.

Alter: Tithon.

Familie Ultranaporidae PESSAGNO 1977b
Typus-Gattung: *Ultranapora* PESSAGNO 1977 (= *Napora* PESSAGNO 1977)

Gattung *Napora* PESSAGNO 1977a
Typus-Art: *Napora bukryi* PESSAGNO 1977a

Napora pyramidalis BAUMGARTNER
Taf. 27, Fig. 10

1984 *Napora pyramidalis* BAUMGARTNER, S. 775, Taf. 6, Fig. 11, 12 (Bathon-Unteroxford, Blake Bahama Basin, Nord-Atlantik).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Sehr kleines, pyramidal geformtes Gehäuse. Drei scharfe Kanten ziehen von der nicht deutlich erkennbaren Cephalis bis zum Schalenende. Von dort ab bilden sie die Außenkante triradiater Fortsätze, die leicht zur Achse hin gekrümmt in den Ecken der Pyramide entspringen. Die Fortsätze sind etwas länger als die halbe Gehäusehöhe. Auf der Schalenoberfläche ist ein regelmäßiges Muster hexagonaler Porenrahmen entwickelt.

Vorkommen: Gartenau.

Alter: Tithon – Berrias.

Nassellaria incertae sedis

Gattung *Andromeda* BAUMGARTNER 1980
Typus-Art: *Andromeda crassa* BAUMGARTNER 1980

Andromeda podbielensis (OZVOLDOVA)
Taf. 27, Fig. 9

1979 *Anthocorys podbielensis* OZVOLDOVA, S. 257, Taf. 4, Fig. 1–3 (Oberjura-Neokom, Cerveny Kamen Klippe, Podbiel, Slowakei).
1980 *Andromeda violae* BAUMGARTNER BAUMGARTNER et al., S. 50, Taf. 4, Fig. 10–14, Taf. 6, Fig. 11 (Oxford-Mittelkimmeridge, Argolis, Griechenland, Sizilien).
1981 *Anthocorys podbielensis* O. STEIGER, Taf. 14, Fig. 9 (Oberjura, Trattberg, Nördliche Kalkalpen, Österreich).
1982 *Andromeda violae* B. SATO et al., Taf. 4, Fig. 9 (Oberjura, Shakumasan Formation, Chichibu Terrain, Kyushu, Japan).
1982 *Andromeda violae* B. NISHIZONO et al., Taf. 2, Fig. 15 (Oberjura, Kuma River, Kyushu, Japan).
1984 *Andromeda podbielensis* (O.) BAUMGARTNER, S. 755, Taf. 1, Fig. 11, 12 (Callov-Unterkimmeridge).
1984 *Andromeda violae* B. PESSAGNO et al., S. 30, Taf. 4, Fig. 16, 18, 19 (Kimmeridge – Obertithon, California Coast Ranges).

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Großes, flachkonisches Gehäuse mit 6 Segmenten. Cephalis und Thorax sind glatt und durch ein Band feiner Poren getrennt. Die nachfolgenden Segmente sind zunehmend breiter und stufig gegeneinander abgesetzt. Das letzte Segment ist konisch und hat einen breiten, scharfen Außenrand. Die Oberflächen des vorletzten und letzten Segments zeigen ein regelmäßig ausgebildetes hexagonales Porenmuster.

Vorkommen: Trattberg.

Alter: *Andromeda podbielensis* (O.) kommt nur aufgearbeitet in der Barmsteinkalkbank B 1 vor. In den übrigen Profilen ist sie nicht vorhanden. Sie ist ein Element aus den älteren Oberalmer Schichten und wird deswegen in den Zeitbereich Oxford ?, Kimmeridge – Tithon gestellt.

6. STRATIGRAPHIE DER RADIOLARIEN IM OSTERHORN-TIROLIKUM

6.1 DIE KORRELATION DER PROFILE

Die Korrelation der Profile im Untersuchungsgebiet basiert auf:

(1) den biostratigraphischen Daten, die durch Saccocomen, Calpionellen (KAISER-WEIDICH 1986), Foraminiferen (WEIDICH 1988) und Ammoniten (PICHLER 1963) belegt sind;

(2) der Parallelisierung der Barmsteinkalk-Bänke innerhalb der Oberalmer Schichten, die als Markierungsniveaus in allen Profilen mit Ausnahme des Schrambaches vorkommen;

(3) der Radiolarit/Kalk-Grenze, mit der in den beckenwärtigen Profilen die Basis der Oberalmer Schichten charakterisiert ist.

Somit ergibt sich für das Untersuchungsgebiet die in Abb. 29 dargestellte Parallelisierung der Proben. Die Profile Schmittenstein und Regenspitze sowie der untere Teil des Profils Trattberg liegen unterhalb der Barmsteinkalkbank B1. Der obere Abschnitt des Profils Trattberg und das Profil Kaltenhausen beinhalten die Barmsteinkalkbank B2. Das Hangende des Profils Kaltenhausen und das Profil Gartenau befinden sich in Calpionellen-führenden gebankten Kalken. Das Profil Marktschellenberg ist mit den übrigen Lokalitäten (Gartenau, Kaltenhausen) nicht direkt korrelierbar, die Foraminiferen und die Ammonitenreste weisen jedoch auf ein jüngeres Alter als das Top des Profils Gartenau hin.

6.2 DIE BISHERIGEN RADIOLARIEN-GLIEDERUNGEN IM JURA/KREIDE-GRENZBEREICH

Für die Nördlichen Kalkalpen gibt es im Jura/Kreide-Grenzbereich bislang keine Radiolarien-Zonierung. Im folgenden werden die bereits an anderen Orten entwickelten Gliederungen kurz dargestellt und ihre Faunenelemente, die auch im Osterhorn-Tirolikum vorkommen, genannt.

6.2.1 Nordwestpazifisches Becken und Shatsky-Rise

FOREMAN (1973) gibt für das Intervall Oberjura bis Unterhauterive eine Assemblage-Gliederung im Nordwestpazifischen Becken.

(1) Valangin-Unterhauterive:

Sethocapsa trachyostraca-Assemblage:

Dictyomitra (= *Pseudodictyomitra) cosmoconica* FOREMAN
Sethocapsa leiostraca FOREMAN
Stichocapsa (?) (= *Obesacapsula) rotunda* HINDE
Acanthocircus dizonius (RÜST)
Paronaella (?) (= *Foremanella) diamphidia* FOREMAN
Syringocapsa (= *Morosyringium) limatum* FOREMAN
Podobursa (= *Helocingulum) polylophia* FOREMAN
Sphaerostylus (= *Pantanellium) lanceola* PARONA
Acaeniotyle umbilicata FOREMAN
Dictyomitra (= *Pseudodictyomitra) carpatica* LOZNYAK
Acaeniotyle diaphorogona FOREMAN
Sethocapsa trachyostraca FOREMAN
Staurosphaera glebulosa FOREMAN
Triactoma echiodes FOREMAN
Syringocapsa agolarium FOREMAN

(2) Oberjura (?)-Unterkreide:

Sethocapsa cetia-Assemblage:

Triactoma tithonianum RÜST
Emiluvia pessagnoi FOREMAN
Sethocapsa cetia FOREMAN

		Kalten- hausen	Gartenau	Markt- schellenberg MS 6 MS 4	Unter- valangin
			Ga 55	MS 2	
	Trattberg	Ka 2 Ka 7 Ka 19 Ka 21 Ka 22 Ka 31	Ga 53 Ga 51 Ga 50 Ga 48 Ga 47		Berrias
		Ka 43	Ga 40 Ga 39		
Regen- spitze R 19	S 12 S 16 H 9 Tr 41 T TR 36 TR 4 TR 2 TR 4 TE 2 TE 1 Ee 1 Ee 2 Ee 1	Ka 44 Ka 45 Ka 49 Ka 63	Ga 34 Ga 31 Ga 27 Ga 25 Ga 23 Barmsteinkalk Bank B 1	Barmsteinkalk Bank B 2	Tithon
R 43					Kimmeridg. Oxford

Abb. 29: Zeitliche Korrelation der Profile im Osterhorn-Tirolikum.

Podocapsa amphitreptera Foreman
Podobursa tetracola Foreman
Dictyomitra (= Pseudodictyomitra) cosmoconica Foreman
Sethocapsa leiostraca Foreman

Stichocapsa (?) (= *Obesacapsula) rotunda* Hinde
Acanthocircus dizonius (Rüst)
Paronaella (?) (= *Foremanella) diamphidia* Foreman
Syringocapsa (= *Morosyringium) limatum* Foreman
Podobursa (?) (= *Helocingulum) polylophia* Foreman

Sphaerostylus (= Pantanellium) lanceola PARONA
Acaeniotyle umbilicata FOREMAN
Dictyomitra (= Pseudodictyomitra) carpatica LOZNYAK
Acaeniotyle diaphorogona FOREMAN

Von den dargestellten Faunen kommen aus der *Sethocapsa trachyostraca*-Assemblage 50 % und aus der *Sethocapsa cetia*-Assemblage 80 % der Formen auch im Osterhorn-Tirolikum vor.

Eine erste Radiolarien-Zonierung entwickelt FOREMAN (1975) für den Shatsky-Rise und seine Umgebung.

(1) Valangin:

Sethocapsa trachyostraca-Zone:

Acaeniotyle diaphorogona FOREMAN
Acaeniotyle umbilicata FOREMAN
Podobursa (?) (= *Helocingulum) polylophia* FOREMAN
Podobursa triacantha (FISCHLI)
Sethocapsa trachyostraca FOREMAN
Syringocapsa (= Morosyringium) limatum FOREMAN

(2) Berrias-Valangin:

Sphaerostylus lanceola-Zone:

Sphaerostylus (= Pantanellium) lanceola PARONA
Acaeniotyle umbilicata FOREMAN
Acaeniotyle diaphorogona FOREMAN
Triactoma tithonianum RÜST
Acanthocircus dicranacanthos (SQUINABOL)
Paronaella (?) (= *Foremanella) diamphidia* FOREMAN
Dictyomitra (= Archaeodictyomitra) apiaria RUST
Dictyomitra (= Parvicingula) boesii PARONA
Dictyomitra (= Pseudodictyomitra) carpatica LOZNYAK
Dictyomitra (= Parvicingula) cosmoconica FOREMAN
Lithocampe (= Mirifusus) mediodilatata RÜST
Stichocapsa (= Obesacapsula) rotunda HINDE
Podobursa tetracola FOREMAN
Podobursa triacantha (FISCHLI)
Podocapsa amphitreptera FOREMAN
Sethocapsa cetia FOREMAN
Sethocapsa leiostraca FOREMAN
Syringocapsa (= Morosyringium) limatum FOREMAN

Hier sind von den aufgelisteten Radiolarien der *Sethocapsa trachyostraca*-Zone 50 % und der *Sphaerostylus lanceola*-Zone etwa 85 % auch im Osterhorn-Tirolikum vorhanden.

6.2.2 California Coast Ranges und Nordamerika

PESSAGNO (1977a, b) entwirft eine Radiolarien-Zonierung für die oberjurassisch-kretazischen Serien der California-Coast-Ranges und später für Gesamt-Nordamerika (PESSAGNO et al., 1984, 1987).

PESSAGNO (1977a): California Coast Ranges

Berrias-Obertithon Zone 5:

Parvicingula altissima-Mirifusus sp.-Zone

Pantanellium riedeli PESSAGNO
(= *P. lanceola* [PARONA])
Obesacapsula cetia (FOREMAN)
(= *Sethocapsa cetia* F.)
Obesacapsula morroensis PESSAGNO

Obertithon-Mitteltithon Zone 4:

Parvicingula altissima-Zone

Orbiculiforma lowreyensis PESSAGNO
Pantanellium riedeli PESSAGNO
(= *P. lanceola* [PARONA])
Parvicingula (?) (= *Ristola) procera* PESSAGNO
Obesacapsula cetia (FOREMAN)
(= *Sethocapsa cetia* F.)

Untertithon Zone 3:

Trilonche ordinaria-Parvicingula hsui-Zone

Tripocyclia blakei PESSAGNO
(= *Triactoma blakei* [P.])
Parvicingula (?) (= *Ristola) procera* PESSAGNO

Zone 2:

Emiluvia hopsoni-Zone

Subzone 2B:

Mirifusus baileyi-Subzone

Subzone 2A:

Mirifusus guadalupensis-Subzone

Paronaella (?) (= *Tritrabs) casmaliaensis* PESSAGNO
Crucella (= Tetraditryma) corralitosensis PESSAGNO
Orbiculiforma mclaughlini PESSAGNO
Emiluvia hopsoni PESSAGNO
Pantanellium riedeli PESSAGNO
(= *P. lanceola* [PARONA])
Tripocyclia (= Triactoma) blakei PESSAGNO
Tripocyclia (= Triactoma) jonesi PESSAGNO
Parvicingula (?) (= *Ristola) procera* PESSAGNO
Mirifusus guadalupensis PESSAGNO
Obesacapsula morroensis PESSAGNO

PESSAGNO (1977b): California Coast Ranges

Mittel- bis Untervalangin Zone 5:

Obesacapsula rotunda-Zone

Subzone 5b:

Pseudoeucyrtis paskentaensis Subzone

Archaeodictyomitra apiaria (RÜST)
Parvicingula boesii (PARONA)
Obesacapsula rotunda (HINDE)

Berrias Subzone 5a:

Parvicingula jonesi Subzone

Pantanellium riedeli PESSAGNO
(= *P. lanceola* [PARONA])
Archaeodictyomitra apiaria (RÜST)
Parvicingula boesii (PARONA)
Obesacapsula rotunda (HINDE)

Ober- bis Mitteltithon Zone 4:

Parvicingula altissima-Zone

Pantanellium riedeli PESSAGNO
(= *P. lanceola* ([PARONA])
Obesacapsula cetia (FOREMAN)
(= *Sethocapsa cetia* F.)

Pessagno, Blome & Longoria (1984): Nord-Amerika

Obertithon Zone 4:
Ristola altissima-Zone
Pantanellium riedeli Pessagno
(= *P. lanceola* ([Parona])
Obesacapsula cetia (Foreman)
(= *Sethocapsa cetia* F.)
Acanthocircus dicranacanthos (Squinabol)

Untertithon Zone 3:
Mirifusus baileyi-Zone

Oberkimmeridge (oberer Teil) Zone 2:
Mirifusus guadalupensis-Zone

Oberkimmeridge (oberer Teil) – Oxford Zone 1:
Parvicingula-Mirifusus-Zone
Nicht untergliedert

Pessagno, Blome, Carter, McLeod, Whalen & Yeh (1987): Nord-Amerika

Obertithon Zone 4:
Vallupus hopsoni-Ristola altissima Oppel-Zone
Top: Ende Tithon
Letztes Auftreten von
Ristola altisima (Rüst)
Ristola procera (Pessagno)
Basis: Grenze Ober-/Untertithon
Letztes Auftreten von
Vallupus hopsoni Pessagno & Blome
Acanthocircus dicranacanthos (Squinabol)

Subzone 4 alpha:
Perispyridium-Ristola altissima Intervall-Subzone
Top: Top Zone 4
Basis: Letztes Auftreten von
Perispyridium Dumitrica

Subzone 4 beta:
Acanthocircus dicranacanthos-Perispyridium Oppel-Subzone
Top: Basis Subzone 4 alpha
Basis: Basis Zone 4

Untertithon Zone 3:
Mirifusus baileyi-Napora burckhardti Zone
Top: Erstes Auftreten von
Vallupus hopsoni Pessagno & Blome
Acanthocircus dicranacanthos (Squinabol)
Basis: Erstes Auftreten von
Mirifusus baileyi Pessagno
Parvicingula blowi Pessagno
Ristola hsui (Pessagno)

Subzone 3 beta:
Mirifusus guadalupensis-Napora burckhardt Intervall-Subzone
Top: Top Zone 3
Basis: Letztes Auftreten von
Mirifusus guadalupensis Pessagno

Subzone 3 alpha:
Mirifusus baileyi-Mirifusus guadalupensis Concurrent Range Subzone
Top: Basis Subzone 3 beta
Basis: Basis Zone 3

Oberkimmeridge Zone 2:
Mirifusus spp.-*Mirifusus baileyi* Intervall-Zone
Top: Basis Zone 3
Basis: Erstes Auftreten von
Mirifusus Pessagno
Mirifusus guadalupensis Pessagno

6.2.3 Japan

Durch die sehr komplizierten geologischen Verhältnisse in Japan ist eine Vielzahl von Radiolarien-Zonierungen entstanden (Nakaseko et al., 1979, Nakaseko & Nishimura, 1981, Mizutani et al. 1981, Kido et al. 1982, Yao et al. 1982, Nishizono et al. 1982, Kishida & Sugano 1982, Nishizono & Murata 1983, Sato & Nishizono 1983, Mizutani & Kido 1983, Matzuoka & Yao 1985).

Nakaseko & Nishimura (1981) entwickeln für die Shimanto-Gruppe eine Gliederung mit folgenden Assoziationen im Oberjura-Unterkreide-Grenzbereich:

Valangin
Obesacapsula rotunda-Assemblage:
Mirifusus mediodilatatus (Rüst)
Acanthocircus dicranacanthos (Squinabol)
Parvicingula boesii (Parona)
Podobursa triacantha (Fischli)

Diese Zone entspricht der *Sethocapsa trachyostraca*-Zone von Riedel & Sanfilippo (1974) und gründet sich auf das Vorhandensein von *Cecrops septemporatus* (Parona).

Tithon
Parvicingula altissima-Assemblage:
Mirifusus mediodilatatus (Rüst)
Parvicingula boesii (Parona)
Podobursa triacantha (Fischli)
Archaeodictyomitra apiaria (Rüst)

Nishizono et al. (1982), Nishizono & Murata (1983) und Sato & Nishizono (1983) stellen für den Bereich Oxford-Kimmeridge die *Andromeda violae-Mirifusus mediodilatatus*-Zone auf.

6.2.4 Südlicher Indik

Die Jura-Radiolarien des südlichen Indischen Ozeans werden von Riedel & Sanfilippo (1974) eingestuft.

Tithon-Valangin
Sphaerostylus lanceola-Zone:
Lithocampe (= Mirifusus) mediodilatata Rüst
Lithocampe (= Spongocapsula) perampla Rüst
Dictyomitra (= Parvicingula) boesii Parona
Sphaerostylus (= Pantanellium) lanceola Parona

Acanthocircus dizonius (Rust)
(= *Acanthocircus dicranacanthos* ([Squinabol])

Oberjura ungegl.
Lithocampe (= *Mirifusus) mediodilatata* Rust
Lithocampe (= *Spongocapsula) perampla* Rust
Dictyomitra (= *Parvicingula) boesii* Parona

6.2.5 Niedere Breiten weltweit

Baumgartner et al. (1980), Kocher (1981) und Baumgartner (1984) entwickeln eine Radiolarien-Stratigraphie, die auf den Unitären Assoziationen basieren (Guex & Davaud 1984, Guex 1977), die ihrerseits Biozonen aufbauen. Im Lauf der Zeit hat sich eine ständige Modifizierung und Verfeinerung dieser Zonierung ergeben, so daß derzeit eine Untergliederung vom Bathon bis in das Hauterive vorhanden ist. Die Faunen des Osterhorn-Tirolikums können den Biozonen A2, B, C, D und E1 mit den Unitären Assoziationen 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 und 13 zugeordnet werden. Sie umfassen den Zeitbereich von Oxford bis Untervalangin. Die den Unitären Assoziationen entsprechenden Formen und hinzuzufügende endemische Elemente der Nördlichen Kalkalpen sowie die unterschiedliche Verifizierung der Unitären Assoziationen im Osterhorn-Tirolikum werden in Kap. 6.4.3 diskutiert.

6.3 DIE RADIOLARIEN DES OSTERHORN-TIROLIKUMS UND IHRE STRATIGRAPHISCHE REICHWEITE

Das Vorkommen der einzelnen Radiolarien-Arten in den Hauptprofilen des Untersuchungsgebietes wird in Abb. 30 dokumentiert. Die zeitlichen Reichweiten sind in Abb. 31 nach dem ersten Auftreten der Formen sortiert dargestellt.

6.4 RADIOLARIEN-ZONIERUNG IM OSTERHORN-TIROLIKUM

Von den insgesamt 183 im Untersuchungsgebiet dokumentierten Radiolarien-Arten erweisen sich 116 als mehr oder weniger unbrauchbare Durchläufer. Nur 67 Arten sind für eine stratigraphische Gliederung nutzbar. In der Mehrzahl handelt es sich um endemische Formen. Die folgende Darstellung der Radiolarien-Zonierung ist zweiteilig: Sie beinhaltet eine regionale Unterteilung, die mit Zonen und Subzonen auf das Untersuchungsgebiet beschränkt sein soll und eine zweite Zonierung, die versucht, an die weltweiten Gliederungen anzuknüpfen. Die Ausdehnung der regionalen Zonen und Subzonen ist nicht durch das erste und letzte Auftreten eines bestimmten Taxons charakterisiert, sondern nur das erste Auftreten von Taxa, wie dies von Riedel & Sanfilippo (1971) für das Tertiär praktiziert worden ist. Dadurch ergeben sich am Anfang und Ende der Zonen Überschneidungen, die als „Übergangsbereiche" in Erscheinung treten. Dies trägt auch der Tatsache Rechnung, daß in den Sedimenten des Osterhorn-Tirolikums hohe Sedimentationsraten und mehrfache Sedimentumlagerungen vorhanden sind.

6.4.1 Zonen und Subzonen regional (Abb. 32)

4 *Thanarla praeveneta-Sethocapsa polyedra*-Zone

Reichweite: Basis „Anzenbach-Schichten" im Profil Gartenau und das Profil Marktschellenberg.

Alter: Grenze Berrias/Valangin bis Untervalangin.
Vorkommende Arten:

Thanarla praeveneta Pessagno
Sethocapsa polyedra n. sp.
Acanthocircus sp. A
Triactoma sp. *T.* cf. *hybum* Foreman

3 *Syringocapsa lucifer*-Zone

Reichweite: Oberalmer Schichten über Barmsteinkalk-Bank B2 bis Beginn „Anzenbach-Schichten" im Profil Gartenau.

Alter: Basis Obertithon bis Grenze Berrias/Valangin.

3c *Syringocapsa coronata*-Subzone

Reichweite: Schrambach-Schichten vom hangenden Slumping-Ereignis bis Profil-Ende (Basis „Anzenbach-Schichten").

Alter: Oberberrias.

Vorkommende Art: *Syringocapsa coronata* n. sp.

3b *Parapodocapsa furcata*-Subzone

Reichweite: Oberalmer Schichten zwischen den Barmsteinkalk-Zyklen 3 und 4 und 4 und 5 sowie Oberalmer Schichten ab Mitte unterer Abschnitt bis über hangendes Slumping-Ereignis im Profil Gartenau.

Alter: Obertithon bis Unterberrias.

Vorkommende Arten:

Parapodocapsa furcata n. sp.
Sethocapsa dorysphaeroides Neviani
Parvicingula sphaerica n. sp.
Syringocapsa lucifer Baumgartner
Pantanellium globulosum n. sp.
Pantanellium corriganensis Pessagno
Morosyringium limatum (Foreman)
Homoeoparonaella tricuspidata (Rüst)
Homoeoparonaella sp. aff. *H. elegans* (Pessagno)
Higumastra inflata Baumgartner
Hexastylus uvarius Rust
Halesium bipartitum n. sp.
Gorgansium silviesense Pessagno
Archaeospongoprunum sp. P. & G.
Angulobracchia mediopulvilla n. sp.
Angulobracchia latifolia n. sp.
Acanthocircus variabilis (Squinabol)
Acanthocircus multidentatus Donofrio & Mostler
Acaeniotyle tuberosa n. sp.
Tetraditryma corralitosensis (Pess.)

3a *Mirifusus mediodilatatus globosus*-Subzone

Reichweite: Oberalmer Schichten zwischen den Barmsteinkalk-Zyklen 3 und 4 in Kaltenhausen und Basis Profil Gartenau.

Profile Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg

	R43	R19	Ee1	Ee2	Ee4	TE1	TE2	TE4	TR2	TR4	Tr36	T	Tr41	H9	S16	S12	Ka63	Ka49	Ka45	Ka44	Ka43	Ka31	Ka22	Ka21	Ka19	Ka7	Ka2	Ga23	Ga25	Ga27	Ga31	Ga34	Ga39	Ga40	Ga47	Ga48	Ga50	Ga51	Ga53	Ga55	MS2	MS4	MS6
Familie: *Pantanelliidae*																																											
Pantanellium lanceola		x		x	x	x	x	x	x	x		x							x	x		x	x		x		x	x	x		x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x
Pantanellium berriasianum				x			x		x			x				x				x	x	x						x	x		x			x				x		x			
Pantanellium corrig.																																x									x		
Pantanellium nodacul.						x	x	x		x						x													x								x	x		x			
Pantanellium globulos																													x												x		
Gorgansium morganense																							x			x								x									
Gorgansium sp. A.																																	x										
Gorgansium sp. A.																																							x				
Familie: *Actinommidae*																																											
Acaeniotyle umbilicata		x		x			x	x										x	x	x	x	x					x		x	x			x	x					x		x	x	
Acaeniotyle tuberosa																			x		x	x																			x		
Acaeniotyle diaphorog.		x	x	x				x		x	x	x		x	x		x		x	x	x	x		x		x	x		x	x		x	x	x	x	x	x			x			
Acaeniotyle d. dent.								x								x				x													x	x					x		x	x	
Acaeniotyle d. ssp. A																																						x					
Acaeniotyle d. ssp. B																																									x		
Acaeniotyle sp. C			x			x			x																								x			x					x		
Hexastylus uvarius																					x								x														
„*Hexastylus*“ sp.														x												x																	
„*Acanthosphaera*“ sp. A							x	x													x								x														
„*Acanthosphaera*“ sp. B								x											x																				x				
„*Acanthosphaera*“ sp. C								x														x																x	x				
Diactoma curvata																														x				x									
Triactoma tith. tith.		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x			x	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x				x	x	x	x				x			
Triactoma tith. ssp.												x																					x										
Triactoma echiodes		x				x		x	x			x							x							x												x					
Triactoma sp. cf. *hyb.*																																									x		
Triactoma jonesi		x	x	x			x	x	x			x							x										x	x				x			x		x	x			

Abb. 30: Das Auftreten der Radiolarien-Arten in den Hauptprofilen des Osterhorn-Tirolikums.

Profile Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg

	R 43	R 19	E e1	E e2	E e4	T E1	T F2	T F4	T R2	T R4	T r36	T	T r41	H 9	S 16	S 12	K a63	K a49	K a45	K a44	K a43	K a31	K a22	K a21	K a19	K a7	K a2	G a23	G a25	G a27	G a31	G a34	G a39	G a40	G a47	G a48	G a50	G a51	G a53	G a55	M S2	M S4	M S6
Familie: *Actinommidae* (Forts.)																																											
Triactoma blakei			x					x				x																		x													
Archaeospon. tricostat.				x																					x		x		x														
Archaeospon. sp. P & G.																			x						x		x									x							
Staurosphaera glebulos.			x	x	x														x	x		x							x				x										
Staurosphaera amplissi.										x												x							x														
Nodotetraedra barnst.				x				x						x							x	x	x			x	x												x		x	x	
„*Actinomma*“ sp. A																													x				x										
„*Actinomma*“ sp. B																										x			x									x					
Familie: *Saturnalidae*																																											
Acanthocircus dicranac.		x		x		x	x	x					x			x	x	x	x	x	x	x			x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x		x	x	
Acanthocircus amissus		x		x				x				x	x	x				x	x	x		x									x			x	x	x			x		x	x	
Acanthocircus squinab.																																	x	x									
Acanthocircus variabil.																x																							x				
Acanthocircus breviac.		x					x	x	x				x						x			x							x				x	x			x		x		x	x	
Acanthocircus multid.													x			x																							x				
Acanthocircus dendroac.								x																																			
Acanthocircus sp. A																																							x		x	x	
Acanthocircus sp. B																																x										x	
Familie: *Pseudoaulophacidae*																																											
Alievium helenae			x	x	x			x											x		x	x	x		x				x					x		x					x	x	
Familie: *Orbiculiformidae*																																											
Orbiculiforma mclaughl.	x							x			x								x							x	x		x	x			x						x				
Orbiculiforma lowreyen.																	x				x																						
Orbiculiforma cf. *lowr.*																											x																
Orbiculiforma (?) sp.												x																															
Familie: *Hagiastridae*																																											
Ditrabs sansalvadorens.																																	x	x	x	x		x	x	x		x	

Abb. 30: Fortsetzung

Profile Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg

	R 43	R 19	Ee 1	Ee 2	Ee 4	TE 1	TE 2	TE 4	TR 2	TR 4	Tr 36	T	Tr 41	H 9	S 16	S 12	Ka 63	Ka 49	Ka 45	Ka 44	Ka 43	Ka 31	Ka 22	Ka 21	Ka 19	Ka 7	Ka 2	Ga 23	Ga 25	Ga 27	Ga 31	Ga 34	Ga 39	Ga 40	Ga 47	Ga 48	Ga 50	Ga 51	Ga 53	Ga 55	MS 2	MS 4	MS 6
Familie: *Hagiastridae* (Forts.)																																											
Tritrabs ewingi ewingi	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x		x		x	x		x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	
Tritrabs ewingi worzeli		x																		x	x	x	x						x	x												x	
Tritrabs ewingi minima		x		x	x	x		x		x	x								x									x	x		x		x	x	x	x	x		x	x	x	x	
Tritrabs rhododactylus								x														x																	x		x	x	
Tritrabs exotica	x	x		x	x	x	x	x	x	x		x		x						x	x	x						x		x		x	x	x			x						
Tritrabs casmaliaensis	x	x		x												x														x			x										
Tritrabs sp.																														x													
Tetratrabs sp. A		x																	x		x	x							x					x	x		x						
Tetratrabs sp. B																			x	x																							
Archaeotritrabs gracil.								x																				x	x	x			x	x					x		x	x	
Homoeoparonaella tricu.																													x	x											x		
Homoeoparonaella argol.	x	x		x	x														x			x	x							x			x	x									
Homoeoparonaella eleg.	x	x							x												x	x							x				x							x			
Homoeoparon. aff. eleg.																			x							x																	
Homoeoparonaella sp. A										x									x																								
Homoeoparon. (?) sp. B																														x		x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	
Homoeoparon. (?) sp. C																x																											
Homoeoparon. (?) sp. D																																	x										
Higumastra inflata																													x		x		x	x		x			x				
Higumastra imbricata								x																																			
Pseudocrucella sanfil.		x																																									
Tetraditryma corralit.																														x													
Familie: *Patulibracchiidae*																																											
Paronaella aff. *spinosa*		x		x			x	x														x				x			x	x				x				x	x				
Paronaella pristident.				x				x														x				x				x													
Paronaella (?) *tubulata*								x																					x	x			x										
Paronaella (?) sp.												x																															

Abb. 30: Fortsetzung

Profile Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg

	R 43	R 19	Ee 1	Ee 2	Ee 4	TE 1	TE 2	TF 4	TR 2	TR 4	Tr 36	T	Tr 41	H 9	S 16	S 12	Ka 63	Ka 49	Ka 45	Ka 44	Ka 43	Ka 31	Ka 22	Ka 21	Ka 19	Ka 7	Ka 2	Ga 23	Ga 25	Ga 27	Ga 31	Ga 34	Ga 39	Ga 40	Ga 47	Ga 48	Ga 50	Ga 51	Ga 53	Ga 55	MS 2	MS 4	MS 6
Familie: *Patulibracchiidae* (Forts.)																																											
Patulibracchium cf. *cal.*	x	x					\																																				
Foremanella diamphidia		x												x			x	x	\	\	x	\		x		x	\	\		\			\		\					x		\	
Foremanella hipposid.		x		x															\											\													
Foremanella sp. A				\																																						\	
Foremanella sp. B										\																																	
Halesium sexangulum				x		\		\											\	\		\			\				\	\	\		\	\	\	\			\				
Halesium irregularis		x					\	\									\		\	\	\		\						x					\					\				
Halesium bipartitum																			\	\		\	\										\			\							
Halesium sp. A		\																																									
Halesium sp. B						\																																					
Angulobracchia heterop							\									\			\										\				\					\					
Angulobracchia media								\						\					\	\	\	\	\					\	\	\		\	\	\	\			\	\	\	\	\	
Angulobracchia trifolia		x			\		\	\		\	\	\							\				\			\	x								\	\							
Angulobracchia latifol.														\									\			\	\		\				\						\				
Angulobracchia mediopu.								\											\	\	\					\	\		\	\	\		\	\	\	\		\	\	\			
Angulobracchia (?) *portmanni*				\		x		\			\					x					\				\	\			\	\			\	\	\	\			\		\	\	
Angulobracchia sp. C BAUMG.																																	\										
Angulobracchia sp. A																													\														
Angulobracchia sp. B			-																											\													
Angulob. gen. et. sp. ind.		\			x			x		\																				\			\						\				
Tetrarectangulum spin.		x				\																						x	x			\									\		
Tetrarectangulum porat.								\									\												\				\	\	\				\	x		\	
Tetrarectangulum sp. A			x																																								
Tetrarectangulum sp. B																																	\										
Tetrarectangulum sp. C																						\																					
Tetrarectangulum sp. D								x																																			

Abb. 30: Fortsetzung

Stratigraphie

Profile Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg

	R43	R19	Ee1	Ee2	Ee4	TE1	TE2	TE4	TR2	TR4	Tr36	T	Tr41	H9	S16	S12	Ka63	Ka49	Ka45	Ka44	Ka43	Ka31	Ka22	Ka21	Ka19	Ka7	Ka2	Ga23	Ga25	Ga27	Ga31	Ga34	Ga39	Ga40	Ga47	Ga48	Ga50	Ga51	Ga53	Ga55	MS2	MS4	MS6
Familie: *Staurolonchidae*																																											
Emiluvia pessagnoi pes.		x		x		x		x	x	x	x	x					x	x	x	x		x		x	x	x	x										x						
Emiluvia pessagnoi mul.											x			x	x	x			x	x	x	x	x	x		x		x	x	x	x	x	x	x		x		x	x	x		x	
Emiluvia tecta		x		x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Emiluvia hopsoni																																	x										
Familie: *Pentasphaeridae*																																											
Pentasphaera sp.	x	x																																									
Familie: *Stichocapsidae*																																											
Stichocapsa cf. *decora*																	x																										
Familie: *Syringocapsidae*																																											
Syringocapsa lucifer																					x			x		x	x	x		x		x		x				x	x				
Syringocapsa aglarium			x		x									x																													
Syringocapsa coronata																																				x				x			
Syringocapsa cf. *coron.*																x																				x							
Syringocapsa bulbosa																																	x										
Syringocapsa sp. B																																							x				
Syringocapsa sp. C																																	x										
Podocapsa amphitrept.	x	x	x	x	x	x	x	x		x		x		x					x	x					x				x	x			x	x		x		x					
Parapodocapsa furcata																				x										x			x				x						
Sethocapsa cetia			x	x	x	x		x	x	x	x	x		x			x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x			x	x	x	x	x	x	x	x
Sethocapsa polyedra																																									x	x	x
Sethocapsa leiostraca		x	x	x	x			x	x	x	x	x		x		x	x		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			x	x	x		x	x	x	x	x	x	x	
Sethocapsa trachyostr.														x														x	x				x			x				x	x	x	
Sethocapsa uterculus			x	x	x					x		x				x																					x						
Sethocapsa accincta				x	x	x	x		x			x	x	x																													
Sethocapsa globosa			x			x		x	x	x		x																															
Sethocapsa dorysphaer.																										x			x				x						x		x		
Mirifusus medio. medio.	x	x	x									x									x	x	x	x	x	x		x	x		x	x	x	x	x	x		x					

Abb. 30: Fortsetzung

Profile Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg

	R 43	R 19	Ee 1	Ee 2	Ee 4	TE 1	TF 2	TF 4	TR 2	TR 4	Tr 36	T	Tr 41	H 9	S 16	S 12	Ka 63	Ka 49	Ka 45	Ka 44	Ka 43	Ka 31	Ka 22	Ka 21	Ka 19	Ka 7	Ka 2	Ga 23	Ga 25	Ga 27	Ga 31	Ga 34	Ga 39	Ga 40	Ga 47	Ga 48	Ga 50	Ga 51	Ga 53	Ga 55	MS 2	MS 4	MS 6
Familie: *Syringocapsidae* (Forts.)																																											
Mirifusus medio.																	x		\	\	x	x	\	x	x	x	x	x	x			\	\	\		x		x	x		\		\
Mirifusus medio. glob.	x																											\	\				\										
Mirifusus guadalup.	x											\																															
Familie: *Spongocapsulidae*																																											
Spongocapsula palmerae	\			x					\					\								\							\							\			\				
Spongocapsula perampla				x																									\										\				
Obesacapsula morroensis			\	\						\	\	\					\	\			\	\		\				\	\				\	\		\			\				
Obesacapsula rusconens			\	\	\			\	\	\	\			\			\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\		\	\	\	\		\		\	\	\			
Obesacapsula rotunda										\	\	\					\	\	\							\			\					\						\			
Obesacapsula bullata								\	\	\							\		\	\	\		\	\	\	\							\			\	\	\		\			
Familie: *Theoperidae*																																											
Podocyrtis concentrica			x		\		\	\	\	\	\				\		\		\	\	\		\	\				\										\					
Familie: *Eucyrtidiidae*																																											
Theosyringium amaliae							\										\	\		\				\	\				\		\							\		\	\		\
Dibolachras chandrika	x		x	\											\				\	\																	\	\	\		\		
Podobursa triac. triac.		x	x	\	\	\	x		\		\	x		\	\			\		\	\		\	\	\			\	\		\		\	\			\		\		\	\	
Podobursa triac. tetr.						x				\	\				\		\	\				\	\	\				\				\	\	\	\	\	\	\	\		\	\	
Podobursa triac. hexa						x		\	\	\				\	\	\	\	\			\			\					\				\		\	\			\		\	\	
Podobursa triac. octar				x		\			\	\	\			\			\	\	\	\				\					\		\		\			\							
Podobursa helvetica								\				\																							\	\							
Podobursa cf. *tetracola*								\																																			
Podobursa sp.	\																					\																					
Katroma milloti		x	x													\					\	\			\	\								\									
Katroma tetrastyla																			\														\	\									
Katroma sp. A							\																			\										\			\				
Katroma sp. B								x																	x																		
Katroma sp. C																																	\										

Abb. 30: Fortsetzung

Profile Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg

	R 4 3	R 1 9	E e 1	E e 2	E e 4	T E 1	T E 2	T E 4	T R 2	T R 4	T r 3 6	T	T r 4 1	H 9	S 1 6	S 1 2	K a 6 3	K a 4 9	K a 4 5	K a 4 4	K a 4 3	K a 3 1	K a 2 2	K a 2 1	K a 1 9	K a 7	K a 2	G a 2 3	G a 2 5	G a 2 7	G a 3 1	G a 3 4	G a 3 9	G a 4 0	G a 4 7	G a 4 8	G a 5 0	G a 5 1	G a 5 3	G a 5 5	M S 2	M S 4	M S 6
Familie: *Eucyrtidiidae* (Forts.)																																											
Favosyringium affine		x	x	x	x	x		x	x		x			x									x			x							x										
Favosyringium adversum		x	x					x						x	x	x							x					x					x		x	x		x	x	x			
Favosyringium quadriac.								x									x		x				x	x		x			x				x	x	x				x	x	x	x	
Favosyringium sp. A								x								x																											
Favosyringium sp. B																													x														
Collicyrtidium rubetum			x			x	x		x	x																																	
Helocingulum polyloph.		x	x	x	x		x	x	x	x										x		x																					
Morosyringium limatum														x							x	x													x		x		x				
Familie: *Parvicingulidae*																																											
Parvicingula boesii		x			x	x	x	x	x	x					x	x	x	x	x	x		x				x	x	x	x			x			x	x		x		x	x		
Parvicingula cosmocon.			x	x	x				x	x						x			x		x	x			x	x	x	x	x	x	x		x		x	x			x	x	x	x	x
Parvicingula sphaerica																																	x	x		x		x					
Ristola procera					x				x	x																x							x										
Ristola cretacea														x													x																
Familie: *Pseudodictyomitridae*																																											
Pseudodictyomitra carp.		x		x													x	x		x	x	x				x		x	x	x			x		x	x	x	x		x	x	x	x
Pseudodictyomitra depr.			x																			x						x	x							x		x			x	x	x
Pseudodictyomitra sp.																																											x
Familie: *Archaeodictyomitridae*																																											
Archaeodictyomitra api.		x	x	x	x	x			x	x		x		x			x	x	x		x	x				x	x	x		x	x	x	x		x			x	x	x	x	x	x
Archaeodictyomitra exc.										x							x	x								x	x				x		x					x		x			
Archaeodictyomitra vul.														x											x	x			x	x		x				x		x		x		x	
Archaeodictyomitra sli.																																											
Thanarla conica		x				x	x									x				x	x				x		x	x	x		x		x		x	x		x	x	x	x		
Thanarla praeveneta																																								x	x		x
Thanarla sp.																																								x			

Abb. 30: Fortsetzung

Profile Regenspitze, Trattberg, Kaltenhausen, Gartenau, Marktschellenberg

	R 43	R 19	Fe 1	Fe 2	Fe 4	TF 1	TF 2	TE 4	TR 2	TR 4	Tr 36	T	Tr 41	H 9	S 16	S 12	Ka 63	Ka 49	Ka 45	Ka 44	Ka 43	Ka 31	Ka 22	Ka 21	Ka 19	Ka 7	Ka 2	Ga 23	Ga 25	Ga 27	Ga 31	Ga 34	Ga 39	Ga 40	Ga 47	Ga 48	Ga 50	Ga 51	Ga 53	Ga 55	MS 2	MS 4	MS 6
Familie: *Xitidae*																																											
Xitus spicularius			x		x	x										x	x		x			x			x	x	x	x	x	x			x		x	x		x	x		x	x	x
Xitus sp.																x			x			x				x					x								x	x			
Familie: *Theoperidae*																																											
Protunuma fusiformis										x						x																											
Protunuma (?) sp. A																																			x								
Protunuma (?) sp. B																					x					x	x	x	x				x			x			x				
Familie: *Archicorytidae*																																											
Archicorys pulchella			x		x			x									x									x																	
Familie: *Ultranaporidae*																																											
Napora pyramidalis																																	x										
Nassellaria incertae sedis																																											
Andromeda podbielensis												x																															

Abb. 30: Fortsetzung

Stratigraphie Trattberg Radiolaria \ Proben	Ee 1	Ee 2	Ee 4	TE 1	TE 2	TE 4	TR 2	TR 4	Tr 36	Tr 41	H 9	S 16	S 12
Pseudodictyomitra depressa	■												
Favosyringium adversum	■												
Tetrarectangulum sp. A	■												
Dibolachras chandrika	■	■											
Staurosphaera glebulosa	■	■	■										
Archicorys pulchella	■	■	■	■	■	■							
Alievium helenae	■	■	■	■	■	■							
Triactoma blakei	■	■	■	■	■	■							
Triactoma jonesi	■	■	■	■	■	■	■						
Acaeniotyle sp. C	■	■	■	■	■	■	■						
Collicyrtidium rubetum	■	■	■	■	■	■	■	■					
Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus	■	■	■	■	■	■	■	■					
Sethocapsa globosa	■	■	■	■	■	■	■	■					
Helocingulum polylophium	■	■	■	■	■	■	■	■	■				
Obesacapsula morroensis	■	■	■	■	■	■	■	■	■				
Archaedictyomitra apiaria	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Favosyringium affine	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Podobursa triacantha triacantha	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Obesacapsula rusconensis	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Sethocapsa cetia	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Podocapsa amphitreptera	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Syringocapsa agolarium	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Triactoma tithonianum tithonianum	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Podocyrtis concentrica	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Acaeniotyle diaphorogona	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Xitus spicularius	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Katroma milloti	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sethocapsa uterculus	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sethocapsa leiostraca	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Pseudodictyomitra carpatica		■											
Spongocapsula perampla		■											
Foremanella sp. A		■											
Foremanella hipposidericus		■											
Archaeospongoprunum tricostatum		■											
Acaeniotyle sp. A		■											
Homoeoparonaella argolidensis		■	■										
Halesium sexangulum		■	■	■	■	■							
Paronaella pristidentata		■	■	■	■	■							
Paronaella sp. aff. *spinosa*		■	■	■	■	■							
Acaeniotyle umbilicata		■	■	■	■	■							
Pantanellium lanceola		■	■	■	■	■	■	■					
Emiluvia pessagnoi pessagnoi		■	■	■	■	■	■	■	■				
Tritrabs ewingi minima		■	■	■	■	■	■	■	■				
Podobursa triacantha octaradiata		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Spongocapsula palmerae		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Sethocapsa accincta		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Tritrabs exotica		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		

Abb. 31 a: Die Reichweite der Radiolarien im Profil Trattberg

Stratigraphie Trattberg

Radiolaria / Proben	Ee 1	Ee 2	Ee 4	TE 1	TE 2	TE 4	TR 2	TR 4	Tr 36	Tr 41	H 9	S 16	S 12
Acanthocircus amissus		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Nodotetraedra barmsteinensis		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Emiluvia tecta		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Angulobracchia (?) *portmanni*		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Tritrabs casmaliaensis		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Tritrabs ewingi ewingi		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Acanthocircus dicranacanthos		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Pantanellium berriasianum		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Sethocapsa dorysphaeroides			x										
Ristola procera			x	x	x	x	x	x					
Angulobracchia trifolia			x	x	x	x	x	x					
Thanarla conica			x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Parvicingula boesii			x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Tetrarectangulum spinosum				x									
Halesium sp. B				x									
Triactoma echiodes				x	x	x	x						
Mirifusus mediodilatatus globosus				x	x	x	x	x					
Podobursa triacantha tetraradiata				x	x	x	x	x	x				
Podobursa triacantha hexaradiata				x	x	x	x	x	x	x	x		
Pantanellium nodaculeatum				x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Theosyringium amaliae					x								
Patulibracchium sp. cf. *californ.*					x								
Katroma sp. A					x	x							
Halesium irregularis					x	x							
Acanthosphaera sp. A					x	x							
Acanthocircus breviaculeatus					x	x	x	x	x	x			
Angulobracchia heteroporata					x	x	x	x	x	x	x	x	x
Favosyringium sp. A						x							
Podobursa sp. cf. *tetracola*						x							
Podobursa helvetica						x							
Tetrarectangulum sp. B						x							
Angulobracchia mediopulvilla						x							
Paronaella (?) *tubulata*						x							
Higumastra imbricata						x							
Archaeotritrabs gracilis						x							
Acanthocirus dendroacanthos						x							
Acanthosphaera sp. C						x							
Acanthosphaera sp. B						x							
Obesacapsula bullata						x	x	x					
Orbiculiforma mclaughlini						x	x	x	x				
Angulobracchia media						x	x	x	x	x	x		
Favosyringium quadriaculeatum						x	x	x	x	x	x	x	x
Mirifusus mediodilatatus minor						x	x	x	x	x	x	x	x
Tetrarectangulum poratum						x	x	x	x	x	x	x	x
Tritrabs rhododactylus						x	x	x	x	x	x	x	x
Acaeniotyle diaphorogona dentata						x	x	x	x	x	x	x	x
Homoeoparonaella elegans							x						

Abb. 31 a: Fortsetzung

Stratigraphie Trattberg Radiolaria / Proben	Ec 1	Ec 2	Ec 4	TE 1	TE 2	TE 4	TR 2	TR 4	Tr 36	Tr 41	H 9	S 16	S 12
Archeodictymitra excellens								▬					
Foremanella sp. B								▬					
Homoeoparonaella sp. A								▬					
Staurosphaera amplissima								▬					
Obesacapsula rotunda								▬	▬				
Protunuma fusiformis								▬	▬	▬	▬	▬	▬
Emiluvia pessagnoi multipora									▬	▬	▬	▬	▬
Acanthocircus multidentatus										▬	▬	▬	▬
Archaeodictyomitra vulgaris										▬			
Ristola cretacea										▬			
Morosyringium limatum										▬			
Sethocapsa trachyostraca										▬			
Angulobracchia latifolia										▬			
Foremanella diamphidia										▬			
Hexastylus sp.											▬		
Xitus sp.													▬
Syringocapsa sp. cf. *coronata*													▬
Homoeoparonaella sp. C													▬
Acanthocircus variabilis													▬

Abb. 31 a: Fortsetzung

Alter: Basis Obertithon.

Vorkommende Arten:

Mirifusus mediodilatatus globosus n. ssp.
Acanthocircus squinaboli Donofrio & Mostler
Archaeodictyomitra sliteri Pessagno
Diactoma curvata n. sp.
Emiluvia hopsoni Pessagno
Katroma tetrastyla n. sp.
Napora pyramidalis Baumgartner
Orbiculiforma lowreyensis Pessagno

2 *Triactoma blakei*-Zone

Reichweite: Basis Oberalmer Schichten auf dem Trattberg bis etwa Basis Barmsteinkalk-Zyklus 4 im Profil Kaltenhausen.

Alter: Kimmeridge?/Untertithon – Basis Ober-Tithon

2b *Protunuma fusiformis*-Subzone

Reichweite: Oberalmer Schichten kurz unterhalb der Barmsteinkalk-Bank B1 auf dem Trattberg bis Top Profil Trattberg.

Alter: Mitteltithon bis Basis Obertithon

Vorkommende Arten: *Protunuma fusiformis* Ichikawa & Yao

2a *Collicyrtidium rubetum*-Subzone

Reichweite: Basis Oberalmer Schichten auf dem Trattberg bis kurz unterhalb der Barmsteinkalkbank B1 auf dem Trattberg.

Alter: Kimmeridge?/Untertithon – Unter- bis Mitteltithon

Vorkommende Arten:

Collicyrtidium rubetum n. sp.
Higumastra imbricata (Ozvoldova)
Podobursa sp. cf. *P. tetracola* Foreman
Sethocapsa accincta n. sp.
Sethocapsa globosa Rüst
Triactoma blakei (Pessagno)

Die *Collicyrtidium rubetum*-Subzone dürfte auch die Oberalmer Schichten in den Profilen Regenspitze und Schmittenstein umfassen.

1 *Mirifusus guadalupensis-Andromeda podbielensis*-Zone

Die Existenz dieser Zone kann nur aus der Barmsteinkalkbank B1 rekonstruiert werden, in der beide Formen resedimentiert sind. Sie kommen weder in den übrigen Profilen des Trattberges noch in den kalkigen Abschnitten der Profile Regenspitze und Schmittenstein vor. Die stratigraphische Position der Zone ist deshalb unbekannt. Sie ist möglicherweise im Radiolarit-Niveau verborgen. Ihr Alter ist direkt nicht nachweisbar, dürfte aber in Anlehnung an die weltweiten Gliederungen im Zeitbereich Oxford-Kimmeridge liegen.

Vorkommende Arten:

Andromeda podbielensis (Ozvoldova)
Mirifusus guadalupensis Pessagno
Sethocapsa accincta n. sp.

Stratigraphie Kaltenhausen Radiolaria / Proben		Ka 63	Ka 49	Ka 45	Ka 44	Ka 43	Ka 31	Ka 22	Ka 21	Ka 19	Ka 7	Ka 2	
Stichocapsa sp. cf. *decora*		x											
Orbiculiforma lowreyensis		x	x	x	x	x							
Dibolachras chandrika		x	x	x	x	x	x						
Halesium irregularis		x	x	x	x	x	x	x					
Obesacapsula morroensis		x	x	x	x	x	x	x	x				
Podocyrtis concentrica		x	x	x	x	x	x	x	x				
Obesacapsula rotunda		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Obesacapsula bullata		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Podobursa triacantha tetraradiata		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Podobursa triacantha hexaradiata		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Favosyringium quadriaculeatum		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Pseudodictyomitra carpatica		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Archicorys pulchella		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Acaeniotyle diaphorogona		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Triactoma tithonianum tithonianum		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Acanthocircus dicranacanthos		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Tritrabs ewingi ewingi		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Foremanella diamphidia		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Emiluvia pessagnoi pessagnoi		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Emiluvia tecta		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Sethocapsa cetia		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Sethocapsa leiostraca		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Sethocapsa trachyostraca		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Mirifusus mediodilatatus minor		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Obesacapsula rusconensis		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Podobursa triacantha triacantha		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Parvicingula boesii		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Archaeodictyomitra apiaria		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Archaeodictyomitra excellens		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Xitus spicularius		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Acanthocircus amissus			x	x	x	x	x						
Acaeniotyle umbilicata			x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Acaeniotyle diaphorogona dentata				x									
Acanthosphaera sp. B				x									
Triactoma jonesi				x									
Tritrabs ewingi minima				x									
Homoeoparonaelle sp. A				x									
Foremanella hipposidericus				x									
Angulobracchia heteroporata				x									
Tetratrabs sp. B				x	x								
Acaeniotyle tuberosa				x	x	x	x						
Staurosphaera glebulosa				x	x	x	x						
Acanthocircus breviaculeatus				x	x	x	x						
Tetratrabs sp. A				x	x	x	x						
Homoeoparonaella argolidensis				x	x	x	x	x					
Halesium bipartitum				x	x	x	x	x					
Angulobracchia media				x	x	x	x	x					

Abb. 31 b: Die Reichweite der Radiolaren im Profil Kaltenhausen

Stratigraphie Kaltenhausen Radiolaria \ Proben	Ka 63	Ka 49	Ka 45	Ka 44	Ka 43	Ka 31	Ka 22	Ka 21	Ka 19	Ka 7	Ka 2
Alievium helenae			■	■	■	■	■	■	■		
Halesium sexangulum			■	■	■	■	■	■	■		
Podocapsa amphitreptera			■	■	■	■	■	■	■		
Triactoma echiodes			■	■	■	■	■	■	■	■	
Homoeoparonaella sp. aff. *elegans*			■	■	■	■	■	■	■	■	
Emiluvia pessagnoi multipora			■	■	■	■	■	■	■	■	
Podobursa triacantha octaradiata			■	■	■	■	■	■	■	■	
Xitus sp.			■	■	■	■	■	■	■	■	
Pantanellium lanceola			■	■	■	■	■	■	■	■	■
Archaeospongoprunum sp. P. & G.			■	■	■	■	■	■	■	■	■
Orbiculiforma mclaughlini			■	■	■	■	■	■	■	■	■
Angulobracchia trifolia			■	■	■	■	■	■	■	■	■
Angulobracchia mediopulvilla			■	■	■	■	■	■	■	■	■
Theosyringium amaliae			■	■	■	■	■	■	■	■	■
Parvicingula cosmoconica			■	■	■	■	■	■	■	■	■
Parapodocapsa furcata				■							
Pantanellium berriasianum				■	■	■					
Tritrabs exotica				■	■	■					
Helocingulum polylophium				■	■	■					
Tritrabs ewingi worzeli				■	■	■	■				
Syringocapsa lucifer				■	■	■	■	■	■	■	
Thanarla conica				■	■	■	■	■	■	■	■
Hexastylus uvarius					■						
Acanthospaera sp. A					■	■					
Homoeoparonaella elegans					■	■					
Morosyringium limatum					■	■					
Angulobracchia (?) *portmanni*					■	■	■	■	■	■	
Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus					■	■	■	■	■	■	
Katroma milloti					■	■	■	■	■	■	
Nodotetraedra barmsteinensis					■	■	■	■	■	■	■
Protunuma (?) sp. B					■	■	■	■	■	■	■
Acanthosphaera sp. C						■					
Staurosphaera amplissima						■					
Tritrabs rhododactylus						■					
Tetrarectangulum sp. C						■					
Spongocapsula palmerae						■					
Podobursa sp.						■					
Pseudodictyomitra depressa						■					
Paronaella sp. aff. *spinosa*						■	■	■	■	■	
Paronaella pristidentata						■	■	■	■	■	
Favosyringium adversum							■				
Gorgansium morganense							■	■	■	■	
Favosyringium affine							■	■	■	■	
Angulobracchia trifolia							■	■	■	■	■
Katroma sp. B									■		
Archaeodictyomitra vulgaris									■	■	
Archaeospongoprunum tricostatum									■	■	■

Abb. 31 b: Fortsetzung

Stratigraphie Kaltenhausen													
Radiolaria / Proben		Ka 63	Ka 49	Ka 45	Ka 44	Ka 43	Ka 31	Ka 22	Ka 21	Ka 19	Ka 7	Ka 2	
Hexastylus sp.											▬		
Actinomma sp. B											▬		
Sethocapsa dorysphaeroides											▬		
Katroma hexastyla											▬		
Ristola procera											▬		
Orbiculiforma sp. cf. *lowreyensis*												▬	
Ristola cretcea												▬	

Abb. 31b: Fortsetzung

6.4.2 Korrelation mit den weltweiten Zonierungen

Der Vergleich der im Osterhorn-Tirolikum festgestellten Radiolarien-Abfolgen mit Zonierungen anderer Vorkommen ist nur bedingt möglich.

Der Zeitabschnitt Berrias-Untervalangin wird von Pessagno (1977b) mit *Obesacapsula rotunda* (Hinde) zoniert. Diese Form erscheint im Untersuchungsgebiet bereits ab dem Mitteltithon. Im Obertithon sind *Ristola procera* (Pessagno) und *Acanthocircus dicracanthos* (Squinabol) Zonen-Leitfossilien in Nord-Amerika. Während *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol) im Osterhorn-Tirolikum vom Mittel-Tithon bis in das Untervalangin reicht, kommt *Ristola procera* (Pessagno) vom Unter-/Mittel-Tithon-Grenzbereich bis in das Berrias vor. Beide Formen sind somit ebenfalls Durchläufer und können für eine Zonierung im Untersuchungsgebiet nicht herangezogen werden. Die bei Pessagno et al. (1987) beschriebene *Mirifusus baileyi-Napora burckhardti*-Zone des Untertithons enthält in ihrem unteren Abschnitt die *Mirifusus baileyi-Mirifusus guadalupensis* Subzone, die durch das Vorkommen von *Mirifusus guadalupensis* Pessagno gekennzeichnet ist. Das Oberkimmeridge ist als *Mirifusus* spp.-*Mirifusus baileyi*-Zone ebenfalls durch *Mirifusus guadalupensis* charakterisiert. Die stratigraphische Reichweite von *Mirifusus guadalupensis* Pessagno in der Osterhorn-Gruppe könnte mit der in der von Pessagno et al. (1987) gegebenen Standard-Zonierung Nord-Amerikas vergleichbar sein.

Ähnliche Probleme ergeben sich bei dem Versuch, die Radiolarien des Osterhorn-Tirolikums mit den Zonierungen von Foreman (1973 und 1975) zu ordnen. Das erste Auftreten von *Sethocapsa trachyostraca* Foreman definiert nach Foreman (1975) die als Valangin datierende *Sethocapsa trachyostraca*-Zone. Im Untersuchungsgebiet ist diese Form erstmals im Obertithon zu finden. Die Berrias und Valangin kennzeichnende *Sphaerostylus lanceola*-Zone ist für das Osterhorn-Tirolikum ebenfalls nicht gültig, da *Pantanellium lanceola* (Parona) ein von Tithon bis Valangin auftretender Durchläufer ist. Dasselbe gilt für die oberjurassische *Sethocapsa cetia*-Assemblage (Foreman, 1973), welche die stratigraphische Reichweite von *Sethocapsa cetia* Foreman im Osterhorn-Tirolikum Tithon bis Untervalangin umfaßt.

Die auffallenden Vergrößerungen der zeitlichen Reichweiten der Indexfossilien anderer Gebiete im Osterhorn-Tirolikum können das Ergebnis der starken Umlagerungstätigkeit durch Bodenströmungen sein, was eine Verlängerung des Vorkommens vortäuscht. Trotzdem spricht das tiefere Einsetzen der meisten Formen im Untersuchungsgebiet dafür, daß an den anderen Orten größere Schichtlücken vorhanden sind und die Formen in Wirklichkeit viel älter sein können.

6.4.3 Angleichung an die Gliederung mit Unitären Assoziationen

Die biostratigraphische Unterteilung des Juras und der Unterkreide mit Hilfe von Unitären Assoziationen basiert auf dem zeittypischen Vorkommen einer bestimmten Radiolarien-Vergesellschaftung. Im folgenden sollen die Radiolarien des Osterhorn-Tirolikums aufgelistet werden, die in die Unitären Assoziationen von Baumgartner (1984) passen. Gleichzeitig wird die Übereinstimmung der gefundenen Formen mit der Gesamtassoziation prozentual ausgedrückt.

(1) Unitäre Assoziation 13: Untervalangin

Sethocapsa leiostraca – Triactoma tithonianum – Tritrabs ewinigi – Acaeniotyle diaphorogona – Archaeodictyomitra apiaria – Foremanella diamphidia – Acanthocircus dicranacanthos – Sethocapsa cetia – Acaeniotyle umbilicata – Triactoma echiodes – Mirifusus mediodilatatus minor – Ristola cretacea – Parvicingula cosmoconica – Obesacapsula rotunda – Ditrabs sansalvadorensis – Angulobracchia (?) *portmanni – Xitus spicularius – Acaeniotyle diaphorogona dentata – Obesacapsula rusconensis – Pseudodictyomitra depressa – Archaeodictyomitra excellens – Alievium helenae – Pseudodictyomitra carpatica*

Von den 28 erforderlichen Taxa der Unitären Assoziation 13 sind 25 im Untervalangin des Osterhorn-Tirolikums vorhanden. Zwei Taxa, *Foremanella hipposidericus* (Foreman) und *Syringocapsa agolarium* Foreman, reichen nicht in diesen Bereich hinein. Drei Taxa, *Mirifusus chenodes* (Renz), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica und *Thanarla pulchra* (Squinabol) können bislang nicht nachgewiesen werden.

Die Unitäre Assoziation 13 ist somit für den Zeitabschnitt des Untervalangin zu 89 % bestätigt.

Stratigraphie Gartenau Radiolaria / Proben	Ga 23	Ga 25	Ga 27	Ga 31	Ga 34	Ga 39	Ga 40	Ga 47	Ga 48	Ga 50	Ga 51	Ga 53	Ga 55
Mirifusus mediodilatatus globosus	x	x	x	x	x	x							
Tritrabs exotica	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
Podcyrtis concentrica	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Protunuma sp. B	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Xitus spicularius	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Podobursa triacantha tetraradiata	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Podobursa triacantha triacantha	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Obesacapsula morroensis	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Mirifusus mediodilatatus minor	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Syringocapsa lucifer	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Archaeotritrabs gracilis	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Tritrabs ewingi ewingi	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Acanthocircus dicranacanthos	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Thanarla conica	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Archaeodictyomitra apiaria	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Pseudodictyomitra carpatica	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Parvicingula cosmoconica	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Parvicingula boesii	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Favosyringium adversum	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Obesacapsula rusconensis	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Sethocapsa trachyostraca	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Sethocapsa leiostraca	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Sethocapsa cetia	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Emiluvia tecta	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Emiluvia pessagnoi multipora	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Angulobracchia media	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Foremanella diamphidia	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Tritraps ewingi minima	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Triactoma tithonianum tithonianum	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Pantanellium berriasianum	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Pantanellium lanceola	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Staurosphaera amplissima		x											
Archaeospongoprunum tricostatum		x											
Acanthosphaera sp. A		x											
Hexastylus uvarius		x											
Pantanellium globulosum		x											
Homoeoparonaella tricuspidata		x	x										
Tritrabs ewingi worzeli		x	x										
Tetrarectangulum spinosum		x	x	x	x								
Paronaella (?) *tubulata*		x	x	x	x	x							
„*Actinomma*“ sp. A		x	x	x	x	x							
Staurosphaera glebulosa		x	x	x	x	x							
Podobursa triacantha octaradiata		x	x	x	x	x	x	x	x				
Alievium helenae		x	x	x	x	x	x	x	x				
Tetratrabs sp. A		x	x	x	x	x	x	x	x	x			
Podocapsa amphitreptera		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		

Abb. 31 c Die Reichweite der Radiolarien im Profil Gartenau

Stratigraphie Gartenau — Radiolaria / Proben	Kalt	Ga 23	Ga 25	Ga 27	Ga 31	Ga 34	Ga 39	Ga 42	Ga 47	Ga 48	Ga 50	Ga 51	Ga 53	Ga 55	MS
Angulobracchia heteroporata			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■			
„*Actinomma*“ sp. B			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■			
Podobursa triacantha hexaradiata			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Spongocapsula perampla			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Spongocapsula palmerae			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Sethocapsa dorysphaeroides			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Angulobracchia (?) portmanni			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Angulobracchia latifolia			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Halesium irregularis			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Halesium sexangulum			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Paronaella sp. aff. *spinosa*			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Higumastra inflata			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Orbiculiforma mclaughlini			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Acaeniotyle umbilicata			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Archaeodictyomitra vulgaris			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Favosyringium quadriaculeatum			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Theosyringium amaliae			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Obesacapsula rotunda			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Tetrarectangulum poratum			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Angulobracchia mediopulvilla			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Homoeoparonaella elegans			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Triactoma jonesi			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Acaeniotyle diaphorogona			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Pantanellium nodaculeatum			■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Angulobracchias sp. B				■											
Angulobrachia sp. A				■											
Foremanella hipposidericus				■											
Paronaella pristidentata				■											
Tetraditryma corralitosensis				■											
Tritrabs sp.				■											
Triactoma blakei				■											
Tritrabs casmaliaensis				■	■	■	■								
Homoeoparonaella argolidensis				■	■	■	■	■							
Dictoma curvata				■	■	■	■	■							
Parapodocapsa furcata				■	■	■	■	■	■	■	■				
Homoeoparoanella sp. B				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Acanthocircus amissus					■	■	■	■	■	■	■	■	■		
Xitus sp.					■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Archaeodictyomitra excellens					■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Pseudodictyomitra depressa					■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
Acanthocircus sp. B						■									
Pantanellium corriganensis						■									
Napora pyramidalis							■								
Ristola procera							■								
Favosyringium affine							■								
Syringocapsa sp. C							■								
Syringocapsa sp. B							■								

Abb. 31 c Fortsetzung

Stratigraphie Gartenau															
Radiolaria / Proben	Kalt.	Ga 23	Ga 25	Ga 27	Ga 31	Ga 34	Ga 39	Ga 40	Ga 47	Ga 48	Ga 50	Ga 51	Ga 53	Ga 55	MS
Emiluvia hopsoni							■								
Tetrarectangulum sp. B							■								
Angulobracchia sp. C BAUMG.							■								
Homoeoparonaella sp. D							■								
Triactoma tithonianum brevispina							■								
Gorgansium sp. A							■								
Katroma tetrastyla							■	■							
Acanthocircus squinaboli							■	■							
Acaentiotyle sp. C							■	■	■	■					
Halesium bipartitum							■	■	■	■					
Parvicingula sphaerica							■	■	■	■	■	■			
Acaeniotyle diaphorogona dentata							■	■	■	■	■	■	■		
Obesacapsula bullata							■	■	■	■	■	■	■	■	
Ditrabs sansalvadorensis							■	■	■	■	■	■	■	■	
Katroma milloti								■							
Hexastylus sp.								■							
Gorgansium silviesense								■							
Orbiculiforma lowreyensis								■	■	■	■	■	■		
Podobursa helvetica									■	■					
Angulobracchia trifolia									■	■					
Morosyringium limatum									■	■	■	■	■		
Syringocapsa sp. aff. *coronata*										■					
Archaeospongoprunum sp. P. & G.										■					
Katroma hexastyla										■	■	■	■		
Syringocapsa coronata										■	■	■	■	■	
Acaentiotyle sp. A											■				
Sethocapsa uterculus											■				
Emiluvia pessagnoi pessagnoi											■				
Dibolachras chandrika											■				
Tritrabs rhododactylus												■			
„*Acanthosphaera*" sp. A												■	■		
Syringocapsa sp. A													■		
Acanthocircus variabilis													■		
Nodotetraedra barmsteinensis													■		
Triactoma echiodes													■		
„*Acanthosphaera*" sp. B													■		
Gorgansium sp. B													■		
Thanarla praeveneta														■	

Abb. 31 c: Fortsetzung

Regional können dieser Assoziation folgende Formen beigeordnet werden:

Sethocapsa polyedra n. sp.
Thanarla praeveneta PESSANGO

(2) Unitäre Assoziation 11: Obertithon – Berrias.

Triactoma jonesi – Tritrabs rhododactylus – Spongocapsula palmerae – Sethocapsa leiostraca – Triactoma tithonianum – Emiluvia hopsoni – Tritrabs ewingi – Acaeniotyle diaphorogona – Emiluvia pessagnoi – Archaeodictyomitra apiaria – Podocapsa amphitreptera – Foremanella diamphidia – Acanthocircus dicranacanthos – Sethocapsa cetia – Acaeniotyle umbilicata – Triactoma echiodes – Mirifusus mediodilatatus minor – Syringocapsa lucifer – Pantanellium berriasianum – Ristola cretacea – Parvicingula cosmoconica – Obesacapsula ro-

Proben		Epoche	Radiolarien-Zonen: Zonen	Radiolarien-Zonen: Subzonen	Calpionellen-Zonen
MS 6 MS 4		Untervalangin	Thanarla praeveneta	Sethocapsa polyedra	Calpionellites Calpionellopsis
MS 2	Ga 55	Berr./Val.	Thanarla praeveneta	Syringocapsa coronata	Calpionellites Calpionellopsis
Ka 2 Ka 7 Ka 19 Ka 21 Ka 22 Ka 31	Ga 53 Ga 51 Ga 50 Ga 48 Ga 47	Berrias	Syringocapsa lucifer	Syringocapsa coronata Parapodocapsa furcata	Calpionella elliptica
Ka 43	Ga 40 Ga 39	Obertithon Berrias	Syringocapsa lucifer	Parapodocapsa furcata	Calpionella elliptica
Ka 44 Ka 45 Ka 49	Ga 34 Ga 31 Ga 27 Ga 25 Ga 23 S 12 S 16	Obertithon	Syringocapsa lucifer	Parapodocapsa furcata Mirifusus mediodilatatus globosus	Calpionella alpina Crassicollaria
Barmsteinkalk Bank B 2		Mittel- bis Obertithon	Triactoma blakei	Protunuma fusiformis	
Ka 63	H 9 Tr 41	Mittel- bis Obertithon	Triactoma blakei	Protunuma fusiformis	
Barmsteinkalk Bank B 1 T		Mittel- bis Obertithon	Triactoma blakei	Protunuma fusiformis	
R 19	Tr 36 TR 4 TR 2 TE 4 TE 2 TE 1 Ee 4 Ee 2 Ee 1	Unter- bis Mitteltithon	Triactoma blakei	Protunuma fusiformis Collicyrtidium rubetum	
R 43		Kimmeridge-Oxford	Mirifusus guadalupensis Andromeda podbielensis		

Abb. 32: Die Radiolarien-Zonen und -Subzonen im Vergleich zu den Calpionellen-Zonen im Osterhorn-Tirolikum (Calpionellen-Zonen nach HOLZER 1980 und KAISER-WEIDICH & WEIDICH 1987).

tunda – *Ditrabs sansalvadorensis* – *Angulobracchia* (?) *portmanni* – *Xitus spicularius* – *Acaeniotyle diaphorogona dentata* – *Obesacapsula rusconensis* – *Pseudodictyomitra excellens* – *Alievium helenae* – *Pseudodictyomitra carpatica*

Von den 38 erforderlichen Arten der Unitären Assoziation 11 sind 33 im Zeitintervall Obertithon – Berrias des Osterhorn-Tirolikums überliefert. *Emiluvia sedicimporata salensis* PESSAGNO, *Napora bukryi* PESSAGNO, *Homoeoparonaella giganthea* BAUMGARTNER, *Napora lospen-*

Radiolaria / Reichweite	Oxford -Kimm.	Tithon			Berrias		Valangin
		Unt.	Mitt.	Ob.	Unt.	Ob.	
Andromeda podbielensis	■						
Mirifusus guadalupensis	■						
Pentasphaera sp.	■						
Homoeoparonaella argolidensis	■	■	■	■			
Tritrabs casmaliaensis	■	■	■	■			
Dibolachras chandrika	■	■	■	■	■	■	
Homoeoparonaella elegans	■	■	■	■	■	■	
Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus	■	■	■	■	■	■	
Orbiculiforma mclaughlini	■	■	■	■	■	■	
Podocapsa amphitreptera	■	■	■	■	■	■	
Tritrabs exotica	■	■	■	■	■	■	
Tritrabs ewingi ewingi	■	■	■	■	■	■	■
Collicyrtidium rubetum		■	■				
Higumastra imbricata		■	■				
Podobursa cf. *tetracola*		■	■				
Sethocapsa accincta		■	■				
Sethocapsa globosa		■	■				
Triactoma blakei		■	■				
Foremanella hipposidericus		■	■	■			
Helocingulum polylophium		■	■	■			
Paronaella (?) *tubulata*		■	■	■			
Syringocapsa agolarium		■	■	■			
Triactoma tithonianum		■	■	■			
Staurosphaera amplissima		■	■	■	■		
Staurosphaera glebulosa		■	■	■	■		
Acaeniotyle diaphorogona diaphorogona		■	■	■	■	■	
Angulobracchia heteroporata		■	■	■	■	■	
Angulobracchia trifolia		■	■	■	■	■	
Archaeospongoprunum tricostatum		■	■	■	■	■	
Archicorys pulchella		■	■	■	■	■	
Emiluvia pessagnoi pessagnoi		■	■	■	■	■	
Favosyringium adversum		■	■	■	■	■	
Favosyringium affine		■	■	■	■	■	
Helesium irregularis		■	■	■	■	■	
Halesium sexangulum		■	■	■	■	■	
Obesacapsula morroensis		■	■	■	■	■	
Obesacapsula rusconensis		■	■	■	■	■	
Pantanellium berriasianum		■	■	■	■	■	
Pantanellium nodaculeatum		■	■	■	■	■	
Paronaella aff. *spinosa*		■	■	■	■	■	
Paronaella pristidentata		■	■	■	■	■	
Parvicingula boesii		■	■	■	■	■	
Podobursa helvetica		■	■	■	■	■	
Podobursa triacantha octaradiata		■	■	■	■	■	
Podocyrtis concentrica		■	■	■	■	■	
Pseudodictyomitra depressa		■	■	■	■	■	
Ristola procera		■	■	■	■	■	
Sethocapsa uterculus		■	■	■	■	■	

Abb. 33: Alter der Radiolaren im Untersuchungsgebiet

Radiolaria / Reichweite	Oxford -Kimm.	Tithon Unt.	Tithon Mitt.	Tithon Ob.	Berrias Unt.	Berrias Ob.	Valangin
Spongocapsula palmerae		▬	▬	▬	▬	▬	
Spongocapsula perampla		▬	▬	▬	▬	▬	
Syringocapsa aff. *coronata*		▬	▬	▬	▬	▬	
Tetrarectangulum spinosum		▬	▬	▬	▬	▬	
Thanarla conica		▬	▬	▬	▬	▬	
Triactoma echiodes		▬	▬	▬	▬	▬	
Triactoma jonesi		▬	▬	▬	▬	▬	
Triactoma tithonianum tithonianum		▬	▬	▬	▬	▬	
Acaeniotyle umbilicata		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Acanthocircus amissus		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Acanthocircus breviaculeatus		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Acanthocircus dicranacanthos		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Alievium helenae		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Angulobracchia media		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Angulobracchia (?) *portmanni*		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Archaeodictyomitra apiaria		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Archaeotritrabs gracilis		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Emiluvia recta		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Favosyringium quadriaculeatum		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Foremanella diamphidia		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Nodotetraedra barmsteinensis		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Pantanellium lanceola		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Parvicingula cosmoconica		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Podobursa triacantha tetraradiata		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Podobursa triacantha triacantha		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Pseudodictyomitra carpatica		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Sethocapsa cetia		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Sethocapsa leiostraca		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Tetrarectangulum poratum		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Theosyringium amaliae		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Tritrabs ewingi minima		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Tritrabs ewingi worzeli		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Tritrabs rhododactylus		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Xitus spicularius		▬	▬	▬	▬	▬	▬
Protunuma fusiformis			▬	▬			
Archeodictyomitra excellens			▬	▬	▬	▬	
Obesacapsula rotunda			▬	▬	▬	▬	
Obesacapsula bullata			▬	▬	▬	▬	
Acanthocircus squinaboli				▬			
Angulobracchia sp. C BAUMG.				▬			
Archaeodictyomitra sliteri				▬			
Diactoma curvata				▬			
Emiluvia hopsoni				▬			
Katroma tetrastyla				▬			
Mirifusus mediodilatatus globosus				▬			
Napora pyramidalis				▬			
Orbiculiforma lowreyensis				▬			
Tetraditryma corralitosensis				▬	▬	▬	

Abb. 33: Fortsetzung

Reichweite / Radiolaria	Oxford -Kimm.	Tithon			Berrias		Valangin
		Unt.	Mitt.	Ob.	Unt.	Ob.	
Acaeniotyle tuberosa				■	■	■	
Acanthocircus multidentatus				■	■	■	
Acanthocircus variabilis				■	■	■	
Angulobracchia latifolia				■	■	■	
Angulobracchia mediopulvilla				■	■	■	
Archaeospongoprunum sp. P. & G.				■	■	■	
Gorgansium silviesense				■	■	■	
Halesium bipartitum				■	■	■	
Hexastylus uvarius				■	■	■	
Higumastra inflata				■	■	■	
Homoeoparonaella aff. *elegans*				■	■	■	
Homoeoparonaella tricuspidata				■	■	■	
Morosyringium limatum				■	■	■	
Pantanellium corriganensis				■	■	■	
Pantanellium globulosum				■	■	■	
Parapodocapsa furcata				■	■	■	
Parvicingula sphaerica				■	■	■	
Sethocapsa dorysphaeroides				■	■	■	
Syringocapsa lucifer				■	■	■	
Acaeniotyle diaphorogona dentata				■	■	■	■
Archaeodictyomitra vulgaris				■	■	■	■
Ditrabs sansalvadorensis				■	■	■	■
Emiluvia pessagnoi multipora				■	■	■	■
Mirifusus mediodilatatus minor				■	■	■	■
Ristola cretacea				■	■	■	■
Sethocapsa trachyostraca				■	■	■	■
Syringocapsa coronata					■	■	
Orbiculiforma cf. *lowreyensis*						■	
Triactoma cf. *hybum*						■	■
Thanarla praeveneta						■	■
Sethocapsa polyedra							■

Abb. 33: Fortsetzung

sis Pessagno und *Mirifusus chenodes* (Renz) können bislang nicht nachgewiesen werden.

Die Unitäre Assoziation 11 ist im Osterhorn-Tirolikum zu 87 % bestätigt. Regional können ihr folgende Formen hinzugefügt werden:

Acanthocircus multidentatus
Higumastra inflata Baumgartner
Halesium bipartitum n. sp.
Angulobracchia latifolia n. sp.
Parapodocapsa furcata n. sp.
Sethocapsa dorysphaeroides n. sp.
Morosyringium limatum (Foreman)
Parvicingula sphaerica n. sp.
Xitus sp.
Protunuma (?) sp. B

Die Unitäre Assoziation 12 wird aus Material der Osterhorn-Gruppe beschrieben und ist als eine geographisch gebundene Variante der Unitären Assoziation 11 anzusehen (Baumgartner pers. comm.). Die Proben stammen aus dem Bereich direkt über der Barmsteinkalk-Bank B 1, die noch dem Obertithon, also der Zone 11, angehören dürften. Assoziation 11 und 12 sind dadurch unterschieden, daß in Assoziation 12 *Triactoma jonesi* (Pessagno), *Tritrabs rhododactylus* Baumgartner, *Emiluvia pessagnoi* Foreman, *Emiluvia hopsoni* Pessagno, *Spongocapsula palmerae* Pessagno, *Podocapsa amphitreptera* Foreman und *Syringocapsa lucifer* Baumgartner fehlen. Diese Formen sind in den Oberalmer Schichten zwischen den Barmsteinkalk-Bänken B 1 und B 2 vorhanden. Damit wird die Unitäre Assoziation 12 hinfällig. In diesem Bereich zeigen die Faunen mit dem Vorkommen von *Protunuma fusiformis* Yao & Ichikawa (= ? *Protunuma costata* [Heitzer]) sogar Anklänge an das Mitteltithon.

(3) Unitäre Assoziation 10: Mitteltithon.

Triactoma jonesi – *Tritrabs rhododactylus* – *Protunuma costata* (? = *Protunuma fusiformis*) – *Homoeoparonaella argolidensis* – *Spongocapsula palmerae* – *Sethocapsa leiostraca* – *Triactoma tithonianum* – *Mirifusus mediodilatatus* s. l. – *Tritrabs ewingi* – *Acaeniotyle diaphorogona* – *Emiluvia pessagnoi* – *Archaeodictyomitra apiaria* – *Foremanella hipposidericus* – *Podocapsa amphitreptera* – *Dibolachras chandrika* – *Foremanella diamphidia* – *Acanthocircus dicranacanthos* – *Sethocapsa cetia* – *Acaeniotyle umbilicata* – *Triactoma echiodes* – *Mirifusus mediodialatatus minor* – *Triactoma blakei.*

Von den 39 für die Unitäre Assoziation 10 geforderten Formen sind im Osterhorn-Tirolikum 22, somit 56% vorhanden. Zwei Arten, *Perispyridium ordinarium* (Pessagno) und *Saitoum pagei* Pessagno, sind in extrem schlechter Erhaltung möglicherweise noch enthalten. Allgemein läßt sich eine wesentlich schlechtere Übereinstimmung der Unitären Assoziation 10 mit den Abfolgen der Osterhorn-Gruppe vor allem durch das Fehlen der charakteristischen *Tetratrabs*- und *Emiluvia*-Arten feststellen.

Eine Abgrenzung der Unitären Assoziation 10 von den Unitären Assoziationen 9 (Kimmeridge – Untertithon) und 8 (Oberoxford) ist aufgrund der schlechten Verifizierung dieser drei Vergesellschaftungen und der Durchmischung der kennzeichnenden Formen im Osterhorn-Tirolikum nicht mehr möglich.

6.5 RADIOLARIEN DES TITHONS, DES BERRIAS UND DES UNTERVALANGINS IM OSTERHORN-TIROLIKUM

Folgende Aufstellung (Abb. 33) zeigt die nach der Faunenanalyse festgestellten stratigraphischen Reichweiten ausgewählter Formen des Osterhorn-Tirolikums für die Zeitintervalle Tithon, Berrias und Untervalangin.

7. PALÖKOLOGIE

Palökologische Studien an Radiolarien, als planktonische Organismen gestalten sich um so schwieriger, je älter die Gesteinsserien sind, in denen derartige Untersuchungen stattfinden sollen. Gründe dafür sind:

(1) der Erhaltungszustand der Fossilien, der durch den Einfluß spätdiagenetischer Vorgänge beeinträchtigt werden kann. Höchstwahrscheinlich verursacht vor allem selektive Lösung eine Reduktion der Variationsbreite einer Fauna, wodurch die Vergleichbarkeit zweier Vorkommen eingeschränkt wird. Eine Fauna, die durch spätdiagenetische Auf- und Umlösung in ihrer Diversität reduziert worden ist, dürfte sich kaum von einer solchen unterscheiden, die einem Kieselsäure-Recycling durch starke Untersättigung des Meerwassers unterworfen war.

(2) die Andersartigkeit der Organismen in den älteren Epochen. Die Ableitung von Erkenntnissen aus den Eigenschaften rezenter Radiolarien ist problematisch, da die meisten der in jurassisch-unterkretazischer Zeit auftretenden Formen ausgestorben sind. Es können lediglich allgemeine Gegebenheiten, wie Stachellänge, Stacheldicke u. ä. übertragen werden.

Trotz dieser Probleme ergeben sich bei Zusammensetzung und Verteilung der Radiolarien des Osterhorn-Tirolikums Unterschiede und besondere Vergesellschaftungen, deren Ursachen im folgenden interpretiert werden sollen.

7.1 MORPHOLOGISCHE ANALYSE MIT HINWEISEN AUF DIE PALÖKOLOGIE

7.1.1 Die morphologischen Reihen

Bei Radiolarien lassen sich, wie bereits Haeckel (z. B. 1887) zeigt, morphologische Reihen feststellen, die dadurch charakterisiert sind, daß von einer Grundform ausgehend, bestimmte Strukturen in zunehmender Anzahl und Komplexität aufgebaut werden. So sind die Anzahl der Schalen bei Spumellarien und die Menge der Segmente und Symmetrieachsen bei Nassellarien die Grundlagen für das Haeckelsche System.

Unter den mesozoischen Radiolarien lassen sich innerhalb der Familien der Actinommiden, Hagiastriden und Eucyrtidiiden morphologische Reihen beobachten. Die quantitative Analyse der Formen zeigt, daß neben genetischen Ursachen auch ökologische Einflüsse für die Ausbildung der morphologischen Spektren verantwortlich sein können.

7.1.1.1 Actinommiden

Wie bei den Eucyrtidiiden (vgl. Kap. 4.2) innerhalb der Nassellarien, lassen sich auch bei den zu den Spumellarien gehörenden Actinommiden zwei Varianten der poraten Schalenbauweise feststellen: (1) die glatt-porate und (2) die mamillate. Bei beiden Grundtypen läßt sich eine Zunahme der Stachelanzahl in symmetrischen Mustern beobachten. In der Systematik werden diese Abfolgen nicht gleichmäßig berücksichtigt. Ist die Stachelzahl niedrig, findet eine Trennung auf dem Gattungs- bzw. Artniveau statt. Ab mehr als sechs Stacheln werden alle Formen in einer Gattung untergebracht. Bereits ab vier Stacheln wird nicht mehr zwischen mamillaten und glatten Gehäusen unterschieden.

(1) Die glatt-poraten jurassisch-unterkretazischen Actinommiden.

Wie Abb. 34a zeigt, kann die morphologische Reihe der glatt-poraten Actinommiden im Osterhorn-Tirolikum von stachellosen Typen bis zu Exemplaren mit 20 Stacheln verfolgt werden. Im Untersuchungsgebiet ist hierbei der Erstnachweis zweistacheliger Formen (*Diactoma curvata* n. sp.) gelungen.

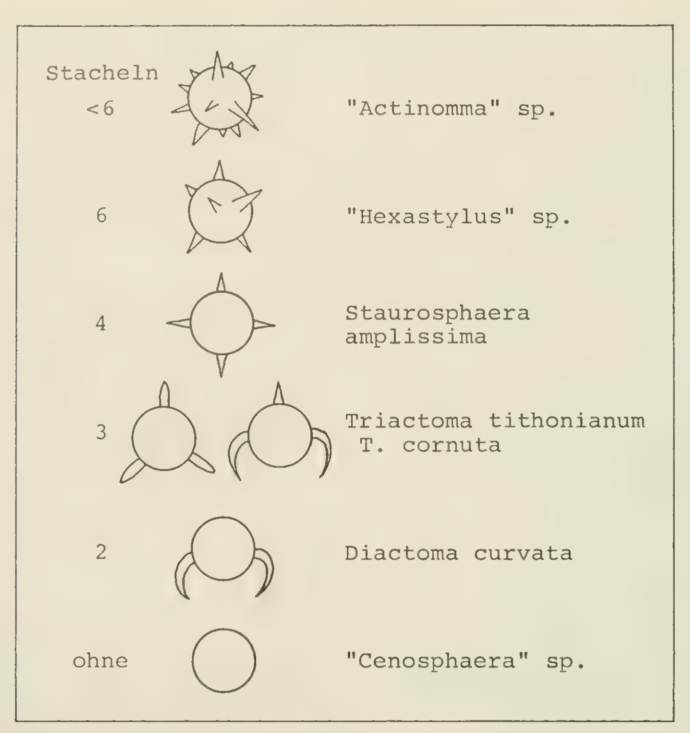


Abb. 34a: Die morphologische Reihe der glatt-poraten Actinommiden in den oberjurassisch-unterkretazischen Gesteinen des Osterhorn-Tirolikums.

Die quantitative Analyse ergibt, daß die stachellose und die dreistachelige Konfiguration dominiert. Das volle Spektrum der Bestachelung ist lediglich im Bereich des Salzstocks von Gartenau entwickelt. Die Lebensbedingungen für Radiolarien in diesem Gebiet werden dahingehend interpretiert, daß sie infolge einer möglichen stabilen Schichtung im Meerwasser in den flacheren Zonen als optimal anzusehen sind. In den tieferen Abschnitten sind demgegenüber durch die hohe Salinität im Bodenwasser und Porenraum der Sedimente die Erhaltungsbedingungen als gut zu bezeichnen. Durch die längere Abbauzeit der die Skelette schützenden organischen Substanz könnte auch ein längerer Schutz des Skelettopals vor Lösung gegeben gewesen sein. Beispiele für unterschiedliche Erhaltung von Radiolarien durch den Einfluß salinaren Porenwassers sind bislang nicht bekannt.

(2) die mamillaten jurassisch-unterkretazischen Actinommiden

Die morphologische Reihe der mamillaten Actinommiden umfaßt stachellose, zwei-, drei-, vier-, sechs- und mehrstachelige Formen. Als spezielle Variante tritt bei den vierstacheligen Typen die tetraedrische Gehäuseform auf (Gattung Nodotetraedra). Eine höchst seltene Erscheinung ist Vierstacheligkeit bei sonst dreistacheligen Schalen (Abb. 34b).

Die Verteilung der mamillaten Actinommiden in den Profilen zeigt, daß stachellose, zweistachelige und dreistachelige Typen am häufigsten anzutreffen sind. Während dreistachelige Formen gegenüber Umwelteinflüssen unempfindlich zu sein scheinen, lassen sich bei zweistacheligen Gehäusen Überlieferungslücken im oberen Bereich des Trattberges feststellen. Ihr Fehlen wird mit selektiver Lösung während des Absinkens der Trattberg-Schwelle interpretiert. Die Bildung von Knoten auf den Primärstacheln von *Acaeniotyle diaphorogona dentata* B. kann nicht mit ökologischen Einflüssen begründet werden, da ihre Anwesenheit bei allen Lokalitäten in einem bestimmten stratigraphischen Niveau einsetzt, also genetische Ursachen haben dürfte.

7.1.1.2 Hagiastriden

Baumgartner (1984) bildet in seiner Monographie über die oberjurassischen Hagiastriden ein Gehäuseformen-Schema ab, in dessen Angulobracchiiden-Abschnitt innerhalb der Familie der Patulibracchiidae 2-, 3- und 4armige Formen mit und ohne Bracchiopyle aufgeführt sind (Abb. 35). Dabei konnten bislang 2armige Formen überhaupt nicht und 4armige offensichtlich nur als Einzelexemplare nachgewiesen werden.

Die Faunen der Osterhorngruppe enthalten 2- und 4armige Formen, die aufgrund ihres rechteckigen Armquerschnitts,

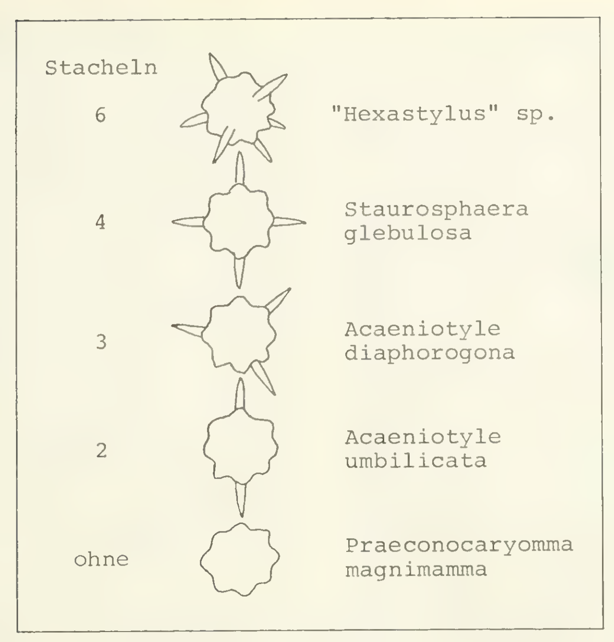


Abb. 34b: Die morphologische Reihe der mamillaten Actinommiden in den oberjurassisch-unterkretazischen Gesteinen des Osterhorn-Tirolikums.

des charakteristischen Porenmusters der Arme und des Vorhandenseins von Bracchiopylen in die Unterfamilie der Angulobracchiidae zu stellen sind. Damit schließen sie die Überlieferungslücken. Eine Ausnahme stellen 2armige Angulobracchiinen mit Bracchiopylen dar, die auch bei der spongiösen Nachbargruppe, den Patulibracchiinen, noch unbekannt sind.

Angulobracchiinae	2 Arme	3 Arme	4 Arme
mit Bracchiopyle	—	*Halesium*	*Ang.* gen. et. sp. ind. Form 3
ohne Bracchiopyle	*Ang.* gen. et. sp. ind. Form 1	*Angulobracchia* + *Ang.* gen. et. sp. ind. Form 2	*Tetrarectangulum*

Abb. 35: Morphologische Reihen der im Osterhorn-Tirolikum vorkommenden Vertreter der Angulobracchiinae BAUMGARTNER.

7.1.2 Zusatzstrukturen

Radiolarien besitzen die Eigenschaft, ihre Gehäuse innerhalb relativ enger Größenbereiche auszubilden. Gleichzeitig sind die Proportionen der Schalen ziemlich konstant. Einige Taxa besitzen an normal entwickelten Gehäusen Zusatzstrukturen von unterschiedlicher Gestalt:

(1) keulenförmige Ausstülpungen an *Acanthocircus*-Rahmen.

(2) ungeregelt strukturierte Armverlängerungen bei Angulobracchinen.

Während die Zusatzstrukturen der Acanthocircen nur bei einem Stück auftreten (Taf. 5, Fig. 5) und allenfalls als pathogene Erscheinung interpretierbar sind, lassen die Armverlängerungen der Angulobracchiinen ökologische Aussagen zu.

Angulobracchia (?) *portmanni* BAUMGARTNER, *Angulobracchia mediopulvilla* und *Angulobracchia* sp. C BAUMGARTNER besitzen an allen drei Armen Verlängerungen. Oftmals variieren die Dimensionen dieser Strukturen an einem Stück. Ihre Oberflächen sind so gestaltet, daß dem Armende Rippen aufsitzen, deren Anzahl von 6 bis etwa 12 oder mehr reicht. Die Rippen werden durch Querstege miteinander verbunden. Damit unterscheiden sich die Armverlängerungen vom übrigen Gehäuse, das eine knotige Oberfläche besitzt. Es läßt sich eine klare Grenze zwischen dem „normalen" Gehäuse und den Zusatzstrukturen erkennen (vgl. Taf. 12, Fig. 7—13).

Da es in der Literatur keine Hinweise auf die Bedeutung dieser Strukturen gibt, wird im folgenden versucht, ihre Genese zu interpretieren:

Die Armverlängerungen sind am besten in den Sedimenten über dem Salzstock von Gartenau (Probe Ga 39) erhalten. Während in den übrigen Profilen die „Normalgehäuse" dominieren, treten in Gartenau Armverlängerungen von beträchtlicher Länge auf, die die der beknoteten Arme überschreitet. An einigen Exemplaren befinden sich noch zusätzlich kleine Sekundärstacheln im Bereich der Längsrippen. Dies deutet auf eine sehr starke Skelettabscheidung der Radiolarien unter den besonderen Lebensbedingungen im Bereich des Salzstocks hin.

Die Modellvorstellung von der hydrologischen Situation über dem Salzstock von Gartenau geht davon aus, daß temporär eine stabile Schichtung von salzreichem Wasser in der Tiefe und salzärmerem Wasser in den höheren Stockwerken vorhanden war. Im flachen Wasser fanden die Radiolarien optimale Lebensbedingungen, die insbesondere auch für ihre möglichen Symbionten gegeben waren. Dadurch lag ein starker Wachstumsdruck auf den Organismen, der eine vermehrte Skelettabscheidung bewirkte. Eine Eigenart der Spumellarien bestand möglicherweise darin, daß sie ihr normales Gehäuse nicht unbegrenzt vergrößern konnten und somit die überschüssige Kieselsäure an exponierten Stellen des Skeletts, nämlich den Armenden, anbauten. Dies würde bedeuten, daß die Gehäusebaupläne einiger Spumellarien nicht nur in ihrer Form, sondern auch in ihrer Größe genetisch festgelegt sind. Einem verstärkten Wachstumsdruck kann nur durch mehr oder weniger ungeregelte Ablagerung von Skelettmaterial begegnet werden. Vergleichbare Strukturen sind das Patagium bei der Gattung *Halesium* und die spongiösen Kissen bei der Gattung *Emiluvia*.

Die Erhaltung der Gehäuse mit Zusatzstrukturen wird durch den hohen Salzgehalt im und knapp über dem Meeresboden gefördert. Der Abbau der organischen Substanz dürfte in diesem Milieu langsamer abgelaufen sein, als unter normalmarinen Bedingungen. Es ist denkbar, daß die Skelette von Resten des Protoplasmas umhüllt in das Sediment gelangten und somit nicht der Lösung durch das Meerwasser ausgesetzt waren. Dies würde auch die Reichhaltigkeit der überlieferten Fauna erklären sowie einen kurzen Absinkweg und damit eine geringe Wassertiefe über dem Salzstock andeuten.

7.1.3 Ontogenetische Stadien

Ontogenetische Stadien der Radiolarien werden erstmals von Deflandre (1948) erwähnt. In fossilen Faunen lassen sich Jugend- und Adultzustände sowie mögliche Generationswechselformen nur durch Formenvergleich und Zueinanderstellen zweier auffallend ähnlicher Typen, die sich in spezifischen, auf Ontogenie oder Generationswechsel hinweisenden Details unterscheiden, erkennen (vgl. Kling, 1971). Ontogenetische Merkmale sind die Größe, die Ausbildung von Apikalhörnern, das Vorhandensein von Porentuben, Brachiopylen oder aber Proportionsunterschiede und das Auftreten von Mischformen. An Beispielen aus dem Osterhorn-Tirolikum sollen mögliche ontogenetische Stadien gezeigt werden.

7.1.3.1 Jugendstadien

(1) *Syringocapsa coronata* n. sp. – *Syringocapsa* sp. aff. *coronata*

Mit dem Einsetzen der großen Gehäuse von *Syringocapsa coronata* n. sp. erscheinen auch kleinere Formen mit auffallenden Übereinstimmungen hinsichtlich der Stachelanordnung und der Gehäuseproportionen. Unterschiede ergeben sich lediglich in der Regelmäßigkeit der Porenverteilung und in der Exaktheit der äquatorialen Position der Stacheln. Die kleinere Form besitzt eine relativ unregelmäßige Anordnung der hexagonalen Poren und nicht völlig in einer Linie stehende Stacheln (vgl. Taf. 16, Fig. 6, 7 und 8, 9). Sie wird als Jugendform von *Syringocapsa coronata* n. sp. angesehen.

(2) *Tritrabs ewingi minima* n. ssp. – *Tritrabs ewingi ewingi* (P.)

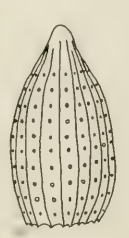
Unter den *Tritrabs*-Vertretern der Osterhorngruppe treten in der feineren Fraktion sehr häufig kleine Gehäuse auf. Ihr Bau gleicht völlig dem von *Tritrabs ewingi ewingi*, doch fehlen ihnen die charakteristischen Stacheln der Armenden. Dadurch ist es denkbar, daß hier Jugendstadien der großen Gehäuse von *Tritrabs ewingi* vorliegen (vgl. Taf. 7, Fig. 3–5 und 6).

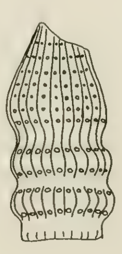
(3) *Thanarla conica* (A.) – *Pseudodictyomitra carpatica* (L.)

Im Material des Osterhorn-Tirolikums konnte ein Beispiel eines Übergangs von *Thanarla conica* in *Pseudodictyomitra* gefunden werden. Das Stück zeigt in seinem Vorderteil klar die berippte Oberfläche von *Thanarla conica* und im hinteren Abschnitt die Segmentierung und Knotenbildung von *Pseudodictyomitra* (Abb. 36). Von dieser Beobachtung ausgehend muß erwogen werden, daß *Thanarla conica* ein Jugendstadium von *Pseudodictyomitra* sein könnte. Dies würde auch bedeuten, daß während der Ontogenese von Nassellarien ein erheblicher Umbau der Schalen stattfindet. Ähnliche Vorgänge, wenn auch in abgeschwächter Form, wären bei *Syringocapsa coronata* n. sp. ebenfalls denkbar.

(4) *Angulobracchia* gen. et. sp. indet.

Zweiarmige Patulibracchiiden mit angulobracchiinem Querschnitt besitzen in der Gehäusemitte eine leichte Verdickung. Bei einigen Exemplaren kann ein dritter Arm mit nicht voll ausgebildeter Skulptur beobachtet werden.





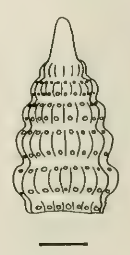


Abb. 36: *Thanarla conica* (Aliev) (links) und *Pseudodictyomitra carpatica* (Loznyak) (rechts) mit einer Übergangsform (Mitte).

Dies kann dahingehend interpretiert werden, daß hier Formen abgelagert wurden, deren Arm gerade noch im Wachstum begriffen war. Daraus läßt sich eine Wachstumsreihe bis zu vierarmigen Angulobracchiiden ableiten (vgl. Taf. 13, Fig. 5, 6 und 7, 8). Unsicherheiten ergeben sich jedoch dadurch, daß weder vollständige dreiarmige Exemplare mit den notwendigen rechten Winkeln noch vierarmige Gehäuse mit im Wachstum befindlichem viertem Arm gefunden wurden.

7.1.3.2 Radiolarien mit Porentuben und Bracchiopylen – reproduktive Stadien?

Bei Nassellarien und Spumellarien treten bei sonst gleichem Gehäusebau häufiger Exemplare mit Porentubus und Bracchiopyle auf. Bereits die Hagiastriden-Klassifikation von Baumgartner (1980) nimmt bei der Unterscheidung von *Halesium* und *Angulobracchia* auf diese Verhältnisse Rücksicht.

Im folgenden werden Beispiele von Nassellarien angeführt, bei denen Formen mit Porentubus solchen ohne gegenübergestellt sind.

(1) *Sethocapsa trachyostraca* F. – *Syringocapsa lucifer* B.

Die beiden Taxa unterscheiden sich dadurch, daß *Syringocapsa lucifer* Baumgartner etwas größer ist als *Sethocapsa trachyostraca*. Im übrigen ist eine Unterscheidung beider Typen bei abgebrochenem Porentubus und nicht klar erkennbarer rundlicher Unterseite kaum möglich (vgl. Taf. 16, Fig. 2, 3 und Taf. 17, Fig. 13).

(2) *Obesacapsula bullata* n. sp. und *Syringocapsa* sp. A

Neben dem spongiösen Gehäuse von *Obesacapsula bullata* n. sp. konnte in einem Fall ein zusätzlicher Porentubus beobachtet werden (vgl. Taf. 16, Fig. 12 und Taf. 19, Fig. 3–5).

(3) *Sethocapsa leiostraca* F. und *Syringocapsa* sp. B

Die kleinen, sehr häufigen Schalen von *Sethocapsa leiostraca* Foreman besitzen in relativ vielen Fällen im Zentrum der Unterseite einen Stachel. Bei einigen seltenen Exemplaren sitzt an derselben Stelle ein langer Porentubus. Übergänge zwischen Stacheln und Porentuben sind ebenfalls zu beobachten (Abb. 37). Bei den Gehäusen mit Porentubus fehlt die Bestachelung der übrigen Gehäuseoberfläche. Auch bei Normalformen von *Sethocapsa leiostraca* kann die Bestachelung fehlen (vgl. Taf. 16, Fig. 13 und Taf. 17, Fig. 11, 12).

(4) *Obesacapsula rusconensis* B. bzw. *morroensis* P.

Bereits die Diagnose beider Arten beschreibt eine Variabilität der Gehäuse insofern, als das engere letzte Segment oft fehlen kann. Es ist durch ein feineres Porenmuster gekennzeichnet. Hier dürfte eine ähnliche Situation wie bei den vorherbeschriebenen Arten gegeben sein. Der Unterschied besteht nur darin, daß diese beiden Erscheinungsformen in die Variabilität der Arten gestellt werden (vgl. Taf. 18, Fig. 10, 11 und 12–15).

Eine Interpretation der Funktion des Porentubus ist bisher nicht gegeben worden. Tatsache ist, daß alle beobachteten Porentuben offen sind. Es ergibt sich die Möglichkeit, derartige Strukturen als „Ausfuhrkanäle" für begeißelte Schwärmer zu deuten. Der Verlust der Bestachelung könnte im Zusammenhang mit einer Materiallösung kurz vor der Schwärmerproduktion stehen. Eine derartige Reduktion des Protoplasmas wird bei rezenten Radiolarien während der Zellteilung beobachtet (Anderson, 1983). Materiallösung ist bei Radiolarien bislang nicht beschrieben worden. In der benachbarten Rhizopoden-Gruppe, den Foraminiferen, ist Schalenauflösung und -umbau während der Ontogenese und der Reproduktion eine häufige Erscheinung (z. B. Hemleben, 1969).

Die Gruppe der Spumellarien enthält, ähnlich wie die Nassellarien, Gehäuse mit und ohne Zusatzstrukturen. Röhrenförmige Fortsätze, die bei drei- und vierarmigen Patulibracchiiden am Ende eines Armes vorkommen, werden als Bracchiopylen (Pessagno, 1971) bezeichnet. Breite, kragenartige Erweiterungen von Poren der Gehäuseoberfläche heißen bei Emiluvien Pylome (z. B. Pavsic & Gorican, 1987) und bei Pantanellien „Collars" = Kragen (Pessagno et al., 1987).

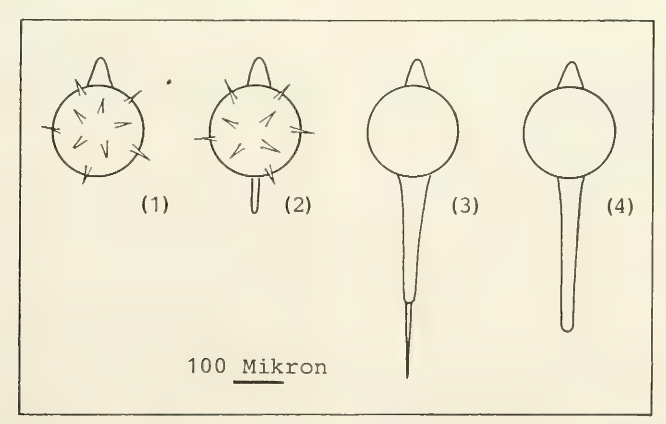


Abb. 37: Vergleich von *Sethocapsa leiostraca* Foreman mit *Syringocapsa bulbosa* n. sp. (1) *Sethocapsa leiostraca* F. Normalform (2) *Sethocapsa leiostraca* F. mit kleinem Postabdominalstachel (3) *Syringocapsa bulbosa* mit spitz endendem Porentubus (4) *Syringocapsa bulbosa* mit breitem, offenem Porentubus.

Eine Interpretation der Funktion der Pylome und Kragen wird bei Pavsic & Gorican (1987) gegeben. Sie schließen sich der Meinung von Dumitrica an, der sie als Öffnung für das Axoflagellum ansieht.

Eine andere Möglichkeit wäre auch hier, die Pylome, Kragen und Bracchiopylen als Öffnungen für den Austritt begeißelter Schwärmer zu interpretieren.

7.2 TIEFENZONIERUNG

Das im Abschnitt 2 vorgestellte Modell der Paläobathymetrie des Osterhorn-Tirolikums zeigt drei verschiedene paläogeographische Grundsituationen:

(1) Den Salzstock von Gartenau mit seiner Dachfläche (Profil Marktschellenberg), dem oberen Hangbereich (Profil Gartenau) und dem Hangfuß (Profil Kaltenhausen).

(2) Die Trattbergschwelle (Profil Trattberg) mit Flachschwellenposition in Lias, Dogger und Untermalm sowie Tiefschwellenposition ab dem Kimmeridge.

(3) Das Tauglboden-Becken (Profile Schmittenstein und Regenspitze) mit den tiefsten Ablagerungen des Osterhorn-Tirolikums.

Ausgehend von dem einfachen Gedankenmodell, daß Radiolarien der Flachzonen in Sedimenten aller paläobathymetrischen Situationen abgelagert werden können, während Formen der tiefmarinen Bereiche nicht auf Schwellengebiete hochgetragen werden können, sondern in den Becken bleiben, wird im folgenden eine erste Tiefenzonierung für die Radiolarien des Oberjuras und der Unterkreide vorgestellt. Die Zonierung basiert auf der quantitativen Analyse der Formen und bezieht sich auf Gattungen. Bislang lassen sich nur einzelne Gattungen in größere Wassertiefen stellen. Faunengemeinschaften sind wegen der starken Sedimentumlagerungen noch nicht erkennbar. Die Tiefenangaben sind relativ, da es nicht möglich ist, trotz vieler Vorschläge (Garrison & Fischer 1969, Diersche 1980, Steiger 1981) exakte Werte anzugeben.

7.2.1 Kimmeridge – Tithon

Das Vorkommen von Schichten des Kimmeridge – Tithon erstreckt sich, wie in den vorangegangenen Kapiteln dargelegt, vom Tauglboden-Becken bis zum Trattberg und nach Westen zum Osthang des Hallein-Berchtesgadener Salzstocks. Während das Intervall von Kimmeridge bis Unter-/Mitteltithon auf das Gebiet östlich der Salzach beschränkt ist, lassen sich obertithonische Ablagerungen in den höheren Profilabschnitten des Trattberges und in den Abfolgen oberhalb der Barmsteinkalk-Bank B1 in Gartenau und Kaltenhausen feststellen.

(1) Unter- bis Mitteltithon

Im Tauglboden-Becken und auf der Trattberg-Schwelle sind die Radiolarien dieses Zeitabschnitts starken Transportvorgängen unterworfen. Dies wird aus der quantitativen Analyse (Abb. 38–40) deutlich, die vor allem im Bereich der Regenspitze die Dominanz einer Gattung wie *Sethocapsa* Haeckel oder *Podocapsa* Rüst zeigt. Dabei wird nicht ein bestimmter Gehäusetyp konzentriert, sonst würden ähnliche Wuchsformen nachgeordnet auftreten. Vielmehr handelt es sich wahrscheinlich um massenhaft in der Wassersäule vorkommende Arten.

Der Profilvergleich ergibt, daß die Gattung *Podocapsa* in den Sedimenten des Schmittensteins und der Regenspitze in großen Mengen vorkommt, während sie auf dem Trattberg zwar stetig, aber nur vereinzelt zu finden ist. Ein weiterer Unterschied besteht in der Verteilung der Patulibracchiinen: die Gattung *Angulobracchia* B. ist im Gebiet des Trattberges und des Schmittensteins häufig, während sie an der Regenspitze fehlt. Dafür erscheint die Gattung *Halesium* P. (mit Bracchiopyle).

Die resultierende Tiefenzonierung (Abb. 48) ist dadurch charakterisiert, daß die Mehrzahl der im Zeitabschnitt Unter- bis Mitteltithon vorkommenden Radiolarien im Wasserkörper über der Trattberg-Schwelle lebte. Lediglich die Gattungen *Halesium* und *Podocapsa* dürften auf die tieferen Bereiche des Tauglboden-Beckens beschränkt gewesen sein.

(2) Obertithon

In den obertithonischen Schichten des Osterhorn-Tirolikums tritt eine auffallende Differenzierung der Radiolarienzusammensetzung zwischen den Profilen des Trattberges und denen der Umgebung des Salzstocks von Hallein-Berchtesgaden auf. Während in den höheren Profilstrecken des Trattberges Gattungen des Gesamt-Tithons verschwinden, werden sie in den gleichalten Schichten von Gartenau und Kaltenhausen weiter abgelagert. Beispiele hierfür sind: *Homoeoparonaella argolidensis* B., *Homoeoparonaella elegans* (P.), *Orbiculiforma mclaughlini* P., *Tritrabs exotica* (P.), *Dibolachras chandrika* K. und *Podocapsa amphitreptera* F. Auf dem Trattberg durchlaufende Formen sind z. B. *Tritrabs ewingi* (P.) s. l, *Pantanellium berriasianum* B. und *Acaeniotyle diaphorogona* F. Die meisten der fehlenden Formen sind leicht und haben einen großen Strömungswiderstand, wie vor allem die Hagiastriden. Es ist anzunehmen, daß die selteneren Vertreter dieser Gruppe durch starke Strömungen über der Trattberg-Schwelle weggetragen worden sind. Dies spricht für eine zunehmend strömungsexponierte Lage des Trattberges im Lauf des Oberjuras, die möglicherweise auch von einer Verflachung begleitet gewesen sein kann.

Die bathymetrisch tiefsten Situationen für das Intervall des Obertithons sind im Profil Kaltenhausen und an der Basis der Abfolge von Gartenau (vor Aufdomung des Salzstocks) zu erwarten. In den Proben dieser Lokalitäten tritt die Gattung *Obesacapsula* (Abb. 41–44) sehr häufig auf, während sie auf dem Trattberg fehlt.

Die Erstellung einer Tiefenzonierung (Abb. 49) erweist sich für das Obertithon als äußerst schwierig, da die obengenannten Strömungen Sortierungseffekte erzeugen und die ursprünglichen ökologischen Unterschiede verfälschen können. Trotzdem kann nach der quantitativen Analyse eine Dominanz schwerer Gehäuse, wie denen von *Obesacapsula* und *Mirifusus*, in den bathymetrisch tieferen Serien festgestellt werden.

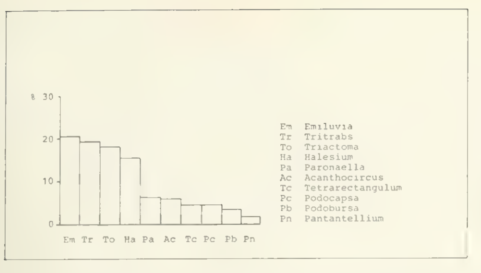


Abb. 38: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im oberen Teil des Profils Regenspitze. Die Fauna stammt aus den Oberalmer Schichten.

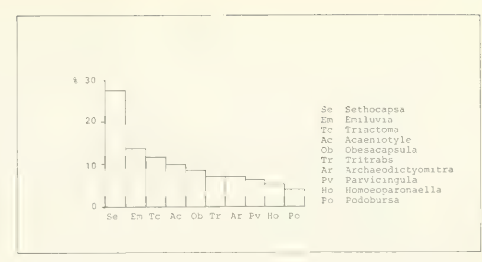


Abb. 42: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im unteren Teil des Profils Kaltenhausen (Profil Ka).

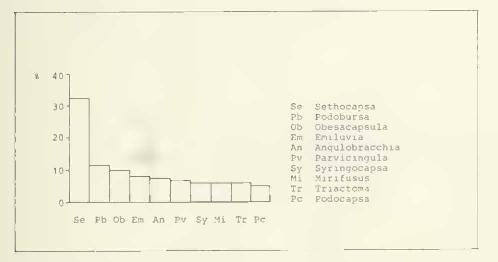


Abb. 39: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im Profil Schmittenstein. Die Fauna stammt aus den Oberalmer Schichten.

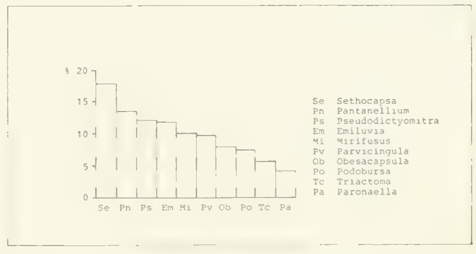


Abb. 43: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im unteren Teil des Profils Gartenau (Profil Ga, Proben 23 und 25).

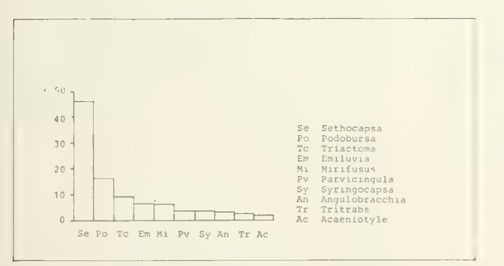


Abb. 40: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im unteren Teil des Profils Trattberg (Teilprofil Ee).

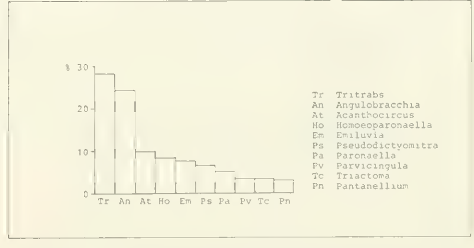


Abb. 44: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im unteren Teil des Profils Gartenau (Profil Ga, Probe 27 und 31).

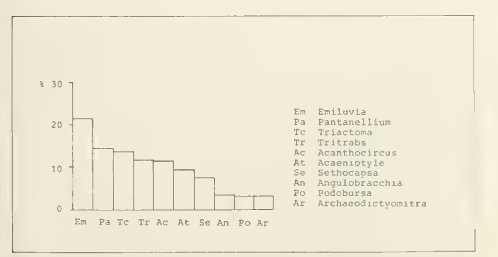


Abb. 41: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im oberen Teil des Profils Trattberg (Teilprofil S).

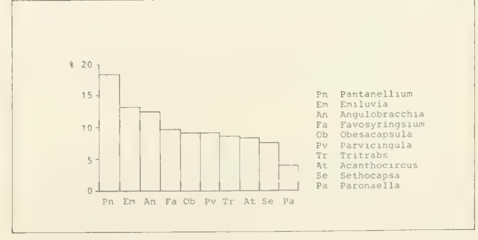


Abb. 45: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im oberen Teil des Profils Gartenau (Profil Ga, Proben 47–55).

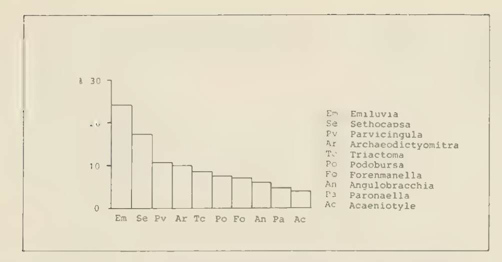


Abb. 46: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im oberen Teil des Profils Kaltenhausen (Profil Ka).

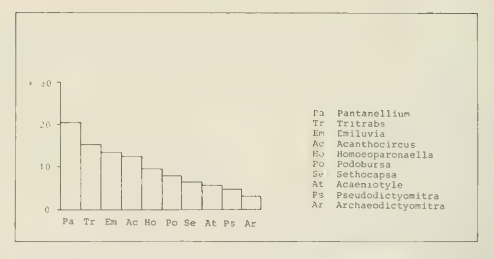


Abb. 47: Prozentuale Verteilung der 10 häufigsten Gattungen im Profil Marktschellenberg (MS).

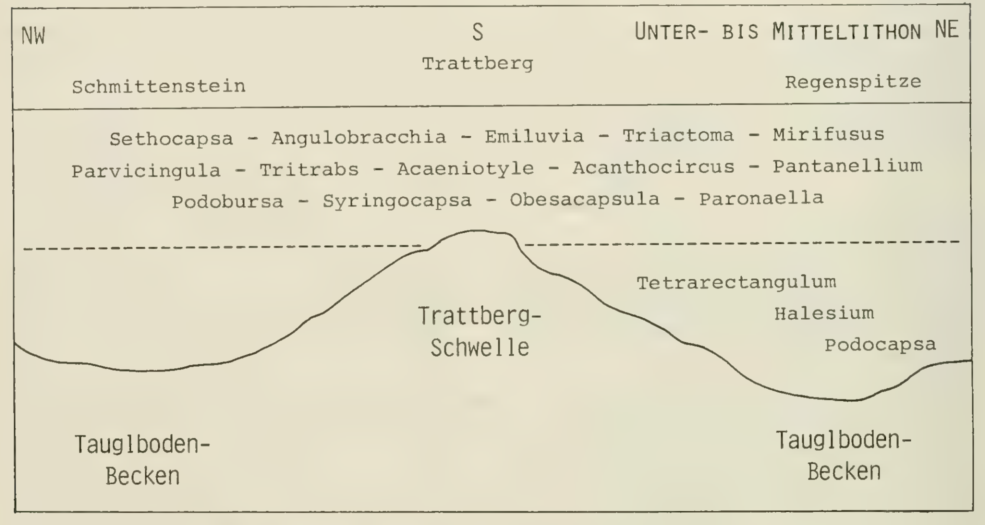


Abb. 48: Tiefenzonierung der Radiolarien in den Oberalmer Schichten der Osterhorn-Gruppe für das Unter- bis Mitteltithon.

7.2.2 Berrias – Untervalangin

In Berrias und Untervalangin finden im Osterhorn-Tirolikum verstärkt Eingleitungen von Blockschollen in die Lammer-Zone statt (Plöchinger 1979). Dies deutet auf zunehmenden Salzaufstieg im Raum Hallein-Berchtesgaden hin. Auch im Profil Gartenau machen Sedimentrutschungen in den Oberalmer Schichten (Gleitfaltung) derartige Vorgänge deutlich. Eine Heraushebung des Salzstocks wird darüber hinaus durch eine leichte Kondensation der Sedimente und Rotfärbung erkennbar („Anzenbach"-Formation, Plöchinger 1980).

In diesem Zeitbereich liegen die bathymetrisch tieferen Positionen im Profil Kaltenhausen, das den Fuß der Diapir-Flanke darstellen dürfte. Gartenau und vor allem Marktschellenberg repräsentieren dagegen relativ flache Situationen auf der Hochfläche des Salzstocks.

Beim Vergleich der Radiolarien-Faunen fällt das relativ seltene Vorkommen der Gattung *Triactoma* in Gartenau (Abb. 45) und ihr völliges Fehlen in Marktschellenberg (Abb. 47) auf. Im Profil Kaltenhausen (Abb. 46) ist *Triactoma* eine dominierende Form und kann somit als Element des Tieferwassers angesehen werden (Abb. 50).

Die besonderen Lebensbedingungen in der Umgebung des Salzstocks von Hallein-Berchtesgaden bringen nicht nur Radiolarien mit Zusatzstrukturen wie Armverlängerungen hervor, es lassen sich auch spezielle Vergesellschaftungen normalgebauter Formen feststellen. Besonders konzentriert finden sich im Profil Gartenau langstachelige Vertreter der Gattungen *Favosyringium* und *Podobursa.* Sie bilden eine lokale Gemeinschaft der Diapirhochfläche.

Ein Vergleich der im Osterhorn-Tirolikum aufgefundenen Flach- und Tieferwasser-Radiolarien mit Tiefenzonierungen rezenter Polycystinen (Casey et al., 1979) zeigt folgende Übereinstimmungen:

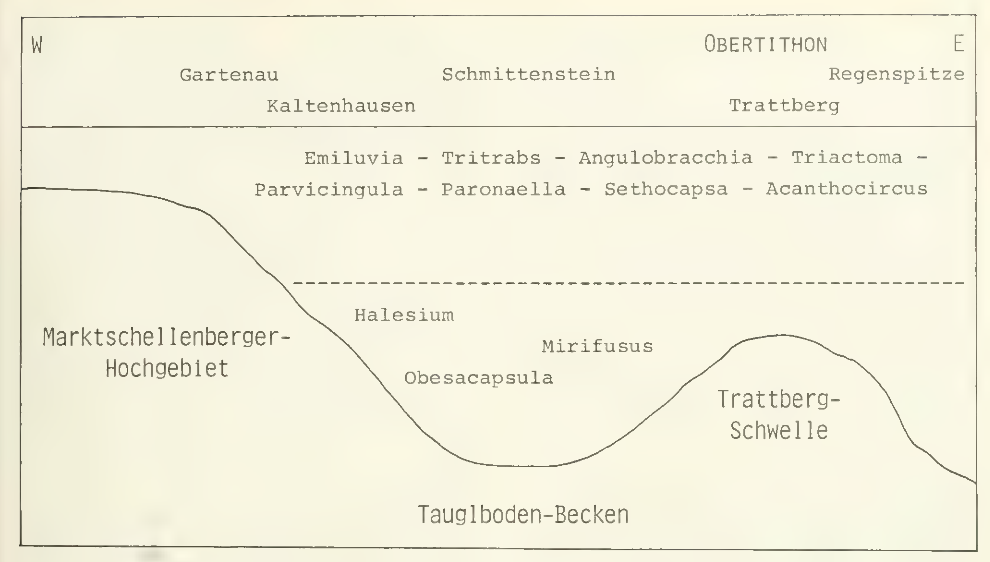


Abb. 49: Tiefenzonierung der Radiolarien in den Oberalmer und Schrambach-Schichten des Osterhorn-Tirolikums für das Obertithon.

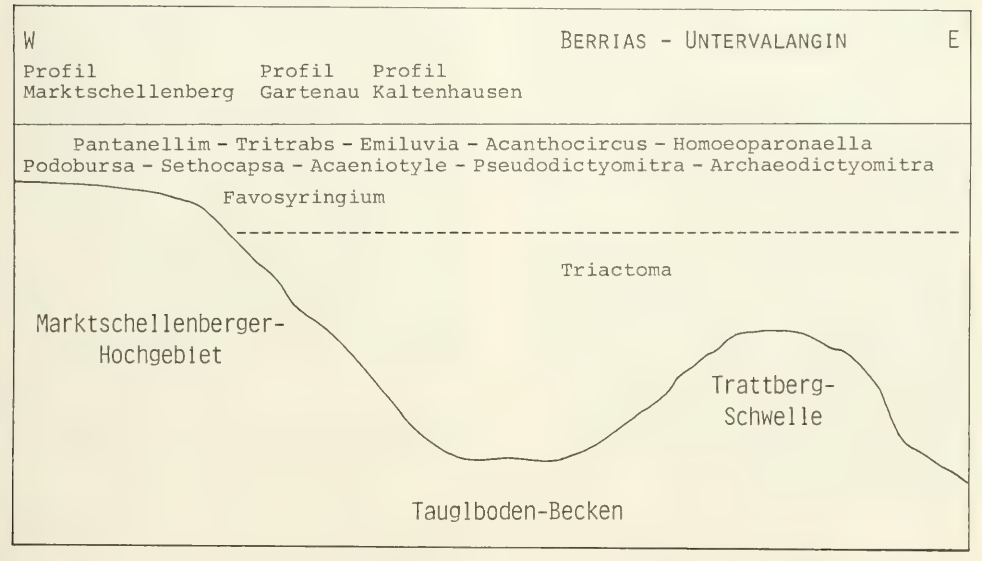


Abb. 50: Tiefenzonierung der Radiolarien in den Oberalmer und Schrambach-Schichten des Osterhorn-Tirolikums für das Berrias und Untervalangin.

(1) Filigran gebaute Typen wie *Dictyocoryne* und *Spongaster*, die den Hagiastriden ähnlich sind, leben in den flachpelagischen Zonen.

(2) Kugelförmige Radiolarien wie *Spongotrochus* und *Lithelius* und Mützen-Formen wie *Eucyrtidium* sind Repräsentanten mittlerer und größerer Wassertiefen. Sowohl die Gattung *Triactoma* als auch die großen Gehäuse von *Obesacapsula* und *Mirifusus* fügen sich mit ihrem Vorkommen in vergleichbare Verhältnisse im Oberjura-Kreide-Grenzbereich ein.

8. ZUSAMMENFASSUNG

Die Radiolarien der oberjurassisch-unterkretazischen Ablagerungen des Osterhorn-Tirolikums südlich Salzburg (Österreich) wurden nach taxonomischen, biostratigraphischen und palökologischen Gesichtspunkten untersucht. Die Forschungen sollten nach den bereits vorliegenden Ergebnissen aus dem Bajuvarikum die Kenntnis der Radiolarienfaunen in den höheren tektonischen Stockwerken im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen vertiefen.

Die Osterhorngruppe östlich der Salzach und das Gebiet der Scheffau westlich der Salzach wurde deshalb gewählt, weil sie hinsichtlich der paläobathymetrischen Verhältnisse hinreichend gut untersucht waren und gute Voraussetzungen für die Erstellung einer ersten Tiefenzonierung der Radiolarien im Oberjura-Unterkreide-Grenzbereich boten.

Systematik

Bei der umfassenden systematischen Auswertung der meist sehr reichen Faunen konnten 30 Spumellarien-Gattungen mit 110 Arten und 12 Unterarten sowie 24 Nassellarien-Gattungen mit 73 Arten und 3 Unterarten gefunden werden. 2 Unterfamilien, 9 Gattungen, 30 Arten und 8 Unterarten wurden neu beschrieben. Im einzelnen sind dies:

Spumellaria: *Diactoma* mit *D. curvata, Nodotetraedra* mit *N. barmsteinensis, Archaeotritrabs* mit *A. gracilis, Tetrarectangulum* mit *T. spinosum* und *T. poratum, Pantanellium nodaculeatum, Pantanellium globulosum, Acaeniotyle tuberosa, Archaeospongoprunum tricostatum, Paronaella* (?) *tubulata, Halesium irregularis, Halesium bipartitum, Angulobracchia heteroporata, Angulobracchia media, Angulobracchia trifolia, Angulobracchia latifolia, Angulobracchia mediopulvilla, Emiluvia tecta, Tritrabs ewingi minima, Emiluvia pessagnoi multipora, Emiluvia tecta decussata, Emiluvia tecta diagonalis.*

Nassellaria: *Parapodocapsa* mit *P. furcata, Obesacapsula bullata, Sethocapsa polyedra, Sethocapsa accincta, podocyrtis concentrica, Syringocapsa coronata, Syringocapsa bulbosa*, die neue Unterfamilie Favocyrtidiinae mit der Gattung *Favosyringium* mit *F. adversum, F. quadriaculeatum, F. sexaculeatum* und den Unterarten *Podobursa triacantha tetraradiata, Podobursa triacantha hexaradiata, Podobursa triacantha octaradiata, Katroma tetrastyla*, die neue Unterfamilie Collicyrtidiinae mit den neuen Gattungen *Collidyrtidium, Helocingulum* und *Morosyringium* und der Art *C. rubetum*, weiterhin *Parvicingula sphaerica, Mirifusus mediodilatatus globosus.*

Besonders interessant war die Auflösung der komplizierten Grundmuster der überaus häufigen und bislang unbestimmbaren mittelgroßen Emiluvien der neubenannten *Emiluvia tecta*-Gruppe.

Erfreulicherweise konnte die Faunenanalyse dazu beitragen, die morphologischen Reihen bedeutender Familien zu vervollständigen und zu erweitern. Die Gattung *Diactoma* ergänzte die Reihe der triradiat bestachelten Actinommiden und die Gattung *Tetrarectangulum* die der Angulobracchiinen. Außerdem wurden erstmals nicht näher benannte zweiarmige Angulobracchiinen und ein vierarmiger Patulibracchiide mit Bracchipyle beschrieben und abgebildet.

Für Teile der noch wenig untersuchten Haeckelschen Unterfamilien der Dyo-, Trio- und Tetracyrtinae bzw. der Familie der Eucyrtidiidae Ehrenberg wurde eine numerische Klassifikation entwickelt. Durch die in Form von Nummerncodes aufgereihten morphologischen Merkmale können die Morphotypen leicht in Dateiprogrammen gespeichert und verglichen werden. Da die Radiolarien des Oberjuras zwar viele, aber eindeutig abgrenzbare Merkmale besitzen, wurde mit der Nummerngliederung eine Möglichkeit geschaffen, die bei dieser Gruppe auftretende Vielfalt der Merkmalskombinationen darstellbar zu machen: Bei der untersuchten Gruppe wurden 30 Merkmale in 9 Kategorien zusammengefaßt und als 9zähliger Code dargestellt.

Biostratigraphie

Die Radiolarienfaunen des Osterhorn-Tirolikums wurden im Tithon-Berrias-Grenzbereich biostratigraphisch an Calpionellen geeicht. Unterhalb dieser Zone konnte nur auf die sehr unsichere tiefermarine Coenozonen-Gliederung zurückgegriffen werden. Im Intervall Berrias-Untervalangin war es möglich, die Faunen mit Ammoniten zu datieren.

Die zeitliche Reichweite der untersuchten Radiolarien betrug Oxford-Kimmeridge (?) bis Untervalangin. Aufgrund der in den systematischen Analysen festgestellten großen Unterschiede zwischen den Faunen Südeuropas und denen der Nördlichen Kalkalpen wurde eine für die den Mittelteil der Nordalpen gültige biostratigraphische Abfolge der Radiolarien aufgestellt. Sie beinhaltet Taxa, welche die biostratigraphische Gliederung des Juras und der Unterkreide mit Hilfe von Unitary Associations ergänzen und für das untersuchte Gebiet anwendbar machen. Derartige Formen sind:

Oxford – Kimmeridge (?): *Andromeda podbielensis* (Ozvoldova) und *Mirifusus guadalupensis* Pessagno.

Unter- bis Mitteltithon: *Collicyrtidium rubetum* n. sp., *Sethocapsa accincta* n. sp., *Sethocapsa globosa* Rüst, *Protunuma fusiformis* Ichikawa & Yao und *Triactoma blakei* Pessagno.

Obertithon – Berrias: *Acanthocircus multidentatus* (Squinabol), *Higumastra inflata* Baumgartner, *Halesium bipartitum* n. sp., *Angulobracchia latifolia* n. sp., *Parapodocapsa furcata* n. sp., *Syringocapsa coronata* n. sp., *Sethocapsa dorysphaeroides* Neviani, *Morosyringium limatum* (Foreman), *Parvicingula sphaerica* n. sp., *Xitus* sp., *Protunuma* (?) sp. B.

Berrias – Untervalangin: *Sethocapsa polyedra* n. sp., *Thanarla praeveneta* Pessagno.

Die Zusammensetzung der Radiolarien der Osterhorngruppe bestätigen zwar die Eigenständigkeit der Faunenzusammensetzung der Nördlichen Kalkalpen gegenüber denen der übrigen Tethys, doch wird deutlich, daß die Unitäre Assoziation 12 in die Unitäre Assoziation 11 integriert werden muß.

Ferner wurde eine lokale Abfolge von Zonen und Subzonen aufgestellt, in denen einige endemische Formen Leitfunktion ausüben.

Palökologie und Tiefenzonierung

Die morphologische Analyse von Hagiastriden, Patulibracchiiden, Saturnaliden und Stichocapsiden ergab, daß diese Gruppen innerhalb von Gattungen oder Arten hohe Variabilität dadurch erreichten, daß sie unter bestimmten Einflüssen Zusatzstrukturen ausbildeten. Im einzelnen konnte festgestellt und zugeordnet werden:

1. Ungeregeltes Wachstum an den Armenden der Hagiastriden durch ökologische Einflüsse.
2. Ausbildung von Postabdominaltuben und Bracchiopylen bei möglichen reproduktiven Vorgängen.
3. Pathogene Zusatzstrukturen.

Ein sehr interessantes Phänomen ist die Ausbildung von Zusatzstrukturen in Form ungeregelten Skelettwachstums bei Hagiastriden und Patulibracchiiden. Diese Merkmale treten gehäuft über dem Salzstock von Gartenau auf. Sie lassen sich dahingehend interpretieren, daß die Wachstumsbedingungen für die Radiolarien dort sehr gut waren. Die genetisch fixierten Gehäusebaupläne wurden voll entwickelt, ohne daß die Möglichkeit für weiteres geregeltes Wachstum vorgesehen war. Infolge des durch die optimalen Lebensbedingungen entstehenden „Wachstumsdrucks“ mußten jedoch Auswege für die Skelettbildung der Radiolarien gefunden werden. Dies erfolgte möglicherweise durch das ungeregelte Wachstum an exponierten Stellen wie den Armenden.

Bei einigen Gattungen konnten Klein- und Übergangsformen festgestellt werden, die als ontogenetische Stadien deutbar sind.

Die quantitative Analyse der Faunen des Osterhorn-Tirolikums brachte die ersten Hinweise auf eine Tiefenzonierung der jurassisch-unterkretazischen Radiolarien in diesem Gebiet.

Für das Zeitintervall Unter- bis Mitteltithon konnten folgende Gattungen als Flachwasserformen festgelegt werden: *Sethocapsa* Haeckel, *Angulobracchia* Baumgartner, *Emiluvia* Foreman, *Triactoma* Rüst, *Paronaella* Pessagno, *Acanthocircus* Squinabol, *Obesacapsula* Pessagno, *Pantanellium* Pessagno, *Podobursa* Wisniowski, *Syringocapsa* Neviani, *Tritrabs* Baumgartner und *Acaeniotyle* Foreman. Als Tieferwasser-Radiolarien erwiesen sich die Gattungen: *Tetrarectangulum* n. gen., *Halesium* Pessagno, *Podocapsa* Rüst.

Im Obertithon ist die Zusammensetzung der flachpelagischen Fauna der des Unter- bis Mitteltithon ähnlich, nur die Gattungen *Halesium* Pessagno, *Mirifusus* Pessagno und *Obesacapsula* Pessagno waren in dieser Zeit Tieferwasserformen.

Im Berrias und Untervalangin fanden sich die Gattungen *Archaeodictyomitra* Pessagno, *Emiluvia* Foreman, *Tritrabs* Baumgartner, *Podobursa* Wisniowski, *Pantanellium* Pessagno, *Acaeniotyle* Foreman, *Sethocapsa* Haeckel, *Acanthocircus* Squinabol und *Pseudodictyomitra* Pessagno im Flachwasser. Als lokal fixierte Flachwasserformen erwiesen sich die Arten der Gattung *Favosyringium* im Bereich des Gartenauer Salzstocks. *Triactoma* Rüst war in diesem Zeitabschnitt für das Tieferwasser charakteristisch.

Dank

Herrn Professor Dr. Dietrich Herm danke ich für Geduld, großzügige Unterstützung und immerwährende Förderung meiner Arbeit. Herrn Professor Dr. Herbert Hagn bin ich für wertvolle Ratschläge und die Überlassung von Vergleichsmaterial sehr dankbar.

Der tatkräftigen Hilfe für die Bewältigung der umfangreichen präparativen Arbeiten seien Frau Dipl.-Geol. Gabriele Harrer, Frau Dipl.-Geol. Beate Kaiser-Weidich und Herrn Dipl.-Geol. Roland Keller gedankt. Für die freundliche Unterstützung bei der datentechnischen Erfassung der Faunen danke ich Frau Dr. Sybille Noé. Der Mithilfe bei der Profilaufnahme bin ich Herrn Dr. Michael Schott und Herrn Dr. Mohammed Enein sehr verbunden. Für die wissenschaftlichen Diskussionen während der gemeinsamen Geländeaufenthalte danke ich Prof. Dr. Konrad Weidich. Großen Dank schulde ich Herrn Paul Romul (Augsburg), der mit der Unterweisung in speziellen Auslese- und Präparationsmethoden die quantitative Analyse und Datenerfassung in der Form, wie sie in der Arbeit angewandt wurde, erst ermöglichte.

Herrn F. Höck (München) bin ich für die Herstellung der zahlreichen Fotografien zur Dokumentation der Radiolarien-Faunen und Herrn K. Dossow (München) für die Anfertigung der Karten und Profilzeichnungen dankbar.

Außerordentlicher Dank gebührt Herrn Professor Dr. E. Flügel (Erlangen) und Herrn Prof. Dr. W. C. Dullo (Kiel) für die Möglichkeit, die umfangreichen Arbeiten am Rasterelektronenmikroskop in Erlangen durchführen zu können.

Schließlich verdanke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft die großzügige finanzielle Unterstützung meiner Untersuchungen im Projekt He 642/26–1, 2.

LITERATUR

ALIEV, Y. (1961): New Radiolarian Species of the Lower Cretaceous Deposits of Northeastern Azerbaidzhan. – Bull. Acad. Sci., Azerbaidzhan, Ser. Geol. Geogr. Sci. and Oil, 1961, 1.

ALIEV, Y. (1965): Radiolarians of the Lower Cretaceous deposits of northeastern Azerbeidzhan and their stratigraphic significance. – Izdat. Akad. Azerbaidz. SSR, Baku, 3, S. 3–124, 15 taf.

ANDERSON, O. R. (1976a): A cytoplasmic fine-structure study of two spumellarian Radiolaria and their symbionts. – Marine Micropal., vol. 1, S. 81–99, 6 taf.

ANDERSON, O. R. (1976b): Fine structure of a collodarian radiolarian, *Spaerozoum punctatum* Müller, 1858 and cytoplasmic changes during reproduction. – Marine Micropal., vol. 1, no. 4, S. 287–297, 4 taf.

ANDERSON, O. R. (1976c): Ultrastructure of a colonial radiolarian *(Collozoum inerme)* and a cytochemical determination of the role of its zooxanthellae. – Tissue & Cell., vol. 8, no. 2, S. 195–208, 19 fig.

ANDERSON, O. R. (1977a): Cytoplasmic fine structure of Nassellarian Radiolaria. – Marine Micropal., vol. 2, no. 3, S. 251–264, 4 taf.

ANDERSON, O. R. (1977b): Fine structure of colonial Radiolaria *(Collozoum inerme & Sphaerozoum punctatum)* and a cytochemical determination of the nutritional role of their zooxanthellae. – In: HUTNER, S. H. (Ed.): The 5th Intern. Congress of Protozoology, New York, S. 440, 1 fig.

ANDERSON, O. R. (1978a): Fine structure of a symbiont-bearing colonial radiolarian, *Collosphaera globularis*, and C 14 isotopic evidence for assimilation of organic substances from its zooxanthellae. – J. Ultrastruct. Res., no. 62, S. 181–189, 8 fig.

ANDERSON, O. R. (1978b): Light and electron microscope observations of feeding behavior, nutrition and reproduction in laboratory culture of *Thalassicolla nucleata*. – Tissue & Cell., vol. 10, no. 3, S. 401–412, 17 fig.

ANDERSON, O. R. (1983): Radiolaria. – Springer-Verlag, 355 S., 64 fig., 20 tab., New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo.

AOKI, T. (1982): Upper Jurassic to Lower Cretaceous radiolarians from the Tsukimiyama and Tei Melanges of the Northern Shimanto Belt in Kochi Prefecture, Shikoku. – Proc. first jap. radiolarian Symp.: Spec. Vol. News Osaka Micropaleont. 5, S. 339–353.

BAUMGARTNER, P. O. (1980): Late Jurassic Hagiastridae a Patulibracchiidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnes, Greece). – Micropaleontology 26/3, S. 274–322.

BAUMGARTNER, P. O. (1984b): A Middle Jurassic – Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. – Eclogae geol. Helv., 77/3, S. 729–837.

BAUMGARTNER, P. O. & BERNOULLI, D. (1976): Stratigraphy and radiolarian fauna in a Late Jurassic – Early Cretaceous section near Achladi (Evvoia, Eastern Greece). – Eclogae geol Helv. 69/3, S. 601–626.

BAUMGARTNER, P. O., DE WEVER, P. & KOCHER, R. (1980): Correlation of Tethyan Late Jurassic – Early Cretaceous radiolarian events. – Cah. Micropaleont. 2, S. 23–72.

BERGER, W. H. (1968): Radiolarian skeletons: solution at depth. – Science, 159, S. 1237–1238.

BERNOULLI, D. & JENKYNS, H.-C. (1970): A Jurassic Basin: The Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria. – Verh. Geol. Bundesanstalt, 1970, 504–531, Wien.

CACHON, J. & CACHON, M. (1971a): Le système axopodial des Radiolaires Nassellaires. – Arch. Protistenk., vol. 113, p. 80–97, 9 fig., pl. 1–9.

CACHON, J. & CACHON, M. (1971b): Recherches sur le metabolisme de la silice chez les Radiolaires. Absorption et excrétion. – C. R. Acad. Sci., Paris, t. 272, p. 1652–1654, 1 pl.

CACHON, J. & CACHON, M. (1972a): Les modalites du depot de la silice chez les Radiolaires. – Arch. Protistenk., vol. 114, p. 1–13, 10 fig.

CACHON, J. & CACHON, M. (1972b): Le système axopodial des Radiolaires Sphaeroides. I. Centroaxoplastidies. – Arch. Protistenk., vol. 114, p. 51–64, 7 fig., pl. 11–19.

CACHON, J. & CACHON, M. (1972c): Le système axopodial des Radiolaires Sphaeroides. II. Les periacoplastidies. III. Les cryptoaxaplastidies (anoxoplastidies). IV. Les fusules et le système rheoplasmique. – Arch. Protistenk., vol. 114, p. 291–307, 5 fig., pl. 29–36.

CACHON, J. & CACHON, M. (1976a): Le système axopodial des Collodaires (Radiolaires Polycystines). 1. Les Exo-axoplastidies. – Arch. Protistenk., vol. 118, p. 227–234, 7 fig., pl. 43–46.

CACHON, J. & CACHON, M. (1976b): Les axopodes de Radiolaires dans leur partie libre et extoplasmique. Structure et fonction. – Arch. Protistenk., vol. 118, p. 310–320.

CACHON, J. & CACHON, M. (1977): Le système axopodial des Collodaires (Radiolaires Polycystines). 2. Thalassolampe margarodes Haeckel. – Arch. Protistenk., vol. 119, p. 401–406.

CASEY, R. E. (1971): Radiolarians as indicators of past and present water-masses. In: FUNNEL, B. M. & RIEDEL, W. R. (Ed.): The Micropaleontology of Oceans. – Univ. Press., Cambridge, p. 331–341, 2 fig., 1 tab., 3 pl.

CASEY, R. E., GUST, L., LEAVESLEY, A., WILLIAMS, D., REYNOLDS, R., DUIS, TH. & SPAW, J. (1979): Ecological niches of radiolarians, planktonic foraminiferans and pteropods from studies on living forms in the Gulf of Mexico and adjacent waters. – Gulf coast Assoc. Geol. Soc. Trans., vol. 29, p. 216–223, 6 fig.

CASEY, R. E., MC. MILLEN, K., REYNOLDS, R., SPAW, J. M., SCHARZER, R., GEVIRTZ, J. & BAUER, M. (1979): Relict and expatriated radiolarian fauna in the Gulf of Mexico and its implications. – Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., vol. 29, p. 224–227, 1 fig.

CASEY, R. E., SPAW, J. M., KUNZE, F., REYNOLDS, R., DUIS, TH., MC MILLEN, K., PRATT, D. & ANDERSON, V. (1979): Radiolarian ecology and the development of the radiolarian component in holocene sediments, Gulf of Mexico and adjacent seas with potential paleontological applications. – Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., vol. 29, p. 228–237, 9 fig.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, S. 126–142, Wien.

DEFLANDRE, 1948: Les soit-diasant radiolaires du Précambrien de Bretagne et la question de l'éxistence de Radiolaires embronnaires fossiles. – Seance du 20. Sept. 1949, 351–352, Paris.

DE WEVER, P. (1981a): Hagiastridae, Patulibracchiidae et Spongodiscidae (Radiolaires Polycystines) du Lias de Turquie. – Rev. Micropaleont. 24/1, 27–50, 2 fig., 7 pl.

DE WEVER, P. (1981b): Parasaturnalidae, Pantanellidae et Spongodiscidae (Radiolaires polycystines) du Lias de Turquie. – Rev. Micropal., vol. 24, no. 1, p. 27–50, 2 fig., 5 pl.

DE WEVER, P. (1982a): Nassellaria (Radiolaires polycystines) du Lias de Turquie. – Rev. Micropal., vol. 24, no. 4, p. 189–232, 2 fig., 13 pl.

DE WEVER, P. (1982b): Radiolaires du Trias et du Lias de la Tethys (Systématique, Stratigraphie). – Soc. Geol. Nord, Villeneuve d'Ascq, no. 7, 599 p., 2 tab., 120 fig., 57 pl.

DE WEVER, P. (1984): Révision des Radiolaires mésozoiques de type Saturnalide, proposition d'une nouvelle classification. – Rev. Micropaléont., vol. 27, no. 1, pö. 10–19.

DE WEVER, P. & CABY, R. (1981): Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Veran, France). – C. R. Acad. Sci. (Paris) 292 (Ser. 2), 467–472.

DE WEVER, P., RIEDEL, W. R., BAUMGARTNER, P., DUMITRICA, P., BJORKLUND, K., CAULET, J. P., DROBNE, K., GRANLUND, A., KOCHER, R. & SCHAAF, A. (1979): Recherches actuelles sur les radiolaires en Europe. – Ann. Soc. geol. Nord 98, 205–222.

De Wever, P. & Thiebault, F. (1981): Les radiolaires d'age Jurassique supérieur a Cretace supérieur dans les radiolarites du Pinde-Olonos (prèsqu'île de Koroni; Peloponnèse méridional, Grece). – Geobios 14/5, 577–609.

De Wever, P. & Miconnet, P. (1985): Datations directes des radiolarites du bassin du Lagonegro (Lucanie, Italie méridionale); implication et conséquences. – Rev. Esp. Micropal., vol. 17, no. 3, p. 373–402.

Diersche, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geotekt. Forsch., 58, S. 1–217, Stuttgart.

Donofrio, D. A. & Mostler, H. (1978): Zur Verbreitung der Saturnalidae (Radiolaria) im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen. – Geol.-paläont. Mitt. Innsbruck 7/5, 1–55.

Dunikowski, E. v. (1882): Die Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliassischen Schichten vom Schafberg bei Salzburg. – Denkschr. (kais.) Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. 45, 163–194.

Faupl, P. & Tollmann, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundsch., 68, S. 93–120, Stuttgart.

Fischer, A. G. (1964): The Lofer-Cyclothems of the Alpine Triassic. – Kansas geol. Surv. Bull., 169, S. 107–149, Lawrence.

Fischli, H. (1916): Beitrag zur Kenntnis der fossilen Radiolarien in der Riginagelfluh. – Mitt. Naturw. Gesell. Winterthur, no. 11, p. 44–47, 78 fig.

Foreman, H. P. (1973): Radiolaria from DSDP Leg 20. – In: Heezen, B. C., Mc Gregor, I. D. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 20, U. S. Gov. Printing Office, Washington, 249–305, 1 fig., 4 tab., 15 pl.

Foreman, H. P. (1975): Radiolaria from the North Pacific, DSDP Leg 32. – In: Larson, R. L., Moberly, R. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 32, U. S. Gov. Printing Office, Washington, p. 579–676, 5 fig., 5 tab., pl. 25.

Foreman, H. P. (1978a): Cretaceous Radiolaria in the eastern South Atlantic, Deep Sea Drilling Project, Leg 40. – In: Bolli, H. M., Ryan, W. B. F. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 40, U. S. Gov. Printing Office, Washington, p. 389–843, 1 fig., 3 tab., 1 pl.

Foreman, H. P. (1978b): Mesozoic Radiolaria in the Atlantic Ocean of the northwest coast of Africa, Deep Sea Drilling Project, Leg 41. – In: Lancelot, Y., Seibold, E. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41, U. S. Gov. Printing Office, Washington, p. 739–761, 2 tab., 5 pl.

Fugger, E. (1907): Die Salzburger Ebene und der Untersberg (mit 6 Abb.). – Jahrb. k. k. Geol. R.-A., 57, S. 455–524, Wien.

Garrison, R. E. & Fischer, A. G. (1969): Deep Water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. – Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., 14, 20–56, 22 Abb., 2 tab., Tulsa.

Gorican, S. (1987): Jurassic and Cretaceous Radiolarians from the Budva Zone (Montenegro, Yugoslavia). – Rev. Micropal., vol. 30, no. 3, p. 177–196.

Guex, J. (1977): Corrélations biochronologiques et Associations Unitaires. – Presses Polytechniques, S. 1–249, Romandes, Lausanne.

Guex, J. & Davaud, E. (1984): The Unitary Associations method. – Computers & Geosciences, 10, 1, S. 69–96.

Haeckel, E. (1960a): Über neue, lebende Radiolarien des Mittelmeeres. – Monatsber. Kgl. Preuss. Akad. Wiss., Berlin, p. 797–817.

Haeckel, E. (1960b): Abbildung und Diagnosen neuer Gattungen und Arten von lebenden Radiolarien des Mittelmeeres. – Monatsber. Kgl. Preuss. Akad. Wiss., Berlin, p. 835–845.

Haeckel, E. (1962): Die Radiolarien (Rhizopoda Radiaria). Eine Monographie. – Reimer, Berlin, xiv + 572 p., 35 pl.

Haeckel, E. (1881): Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. – Z. Natw. med. naturw. Ges. Jena 15 (N. F.) 8/3, 418–472.

Haeckel, E. (1882): List of Radiolaria (p. 656). – In: Tizard, T. H. & Murray, J. (Ed.): Exploration of the Faroe Channel, during summer of 1880, in H. M.'s hired ship "Knight Errant"; Proc. Roy Soc., Edinburgh, vol. 11, p. 638–677.

Haeckel, E. (1883): Über die Ordnung der Radiolarien. – Sitzungsber. Med. Naturw. Gesellsch., Jena, p. 18–36.

Haeckel, E. (1887a): Report of the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger during the years 1873–76. – Rep. Sci. Result. Voyage H. M. S. Challenger, Zool. 18/1–2, 1–1803, 140 pl., 1 Karte.

Haeckel, E. (1887b): Die Radiolarien (Rhizopoda Radiaria). Eine Monographie. Teil 2. Grundriß einer allgemeinen Naturgeschichte der Radiolarien. – Reimer, Berlin, xiv + 248 p., 64 pl.

Häusler, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Salzburg). – Jg. geol. B.-A., 122, S. 75–141, Wien.

Hemleben, C. (1969): Zur Morphogenese planktonischer Foraminiferen. – Zitteliana, 1, 134 S., 18 Taf., München.

Hinde, G. J. (1900): Descriptions of fossil Radiolaria from the rocks of Central Borneo. In: Molengraaff, G. A. (Ed.): Borneo-Expeditie: Geol. Verkenningstochten in Central Borneo (1893–94) (p. 1–51). – E. L. Brill, Leiden, H. Gerlings, Amsterdam.

Hollande, A. & Enjumet, M. (1954): Sur l'éxistance d'axopodes et d'un complexe centroplastique chez les Radiolaires. – C. R. Acad. Sci., Paris, vol. 248, p. 1841–1843, 1 text-fig.

Hollande, A. & Enjumet, M. (1960): Cytologie, évolution et systématique des Sphairoides (Radiolaires). – Arch. Mus. Hist. Nat. Paris, ser. 7, vol. 7, p. 1–34, pl. 1–64.

Hollande, A. & Hollande, E. (1976): Appareil de Golgi et glycocalyx des Radiolaires. Visualisation de microsubstances acides, APS Positives, à l'aide du complexe amines d'osmium – SO2. – Protistologica, vol. 11, no. 3, p. 279–292.

Holzer, H. L. (1980): Radiolaria aus Ätzrückständen des Malms und der Unterkreide der nördlichen Kalkalpen, Österreich. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, Bd. 83, p. 153–167, 3 fig., 2 pl.

Ichikawa, K. & Yao, A. (1976): Two new genera of Mesozoic cyrtoid radiolarians from Japan. In: Takayanagi, Y. & Saito, T. (Ed.): Progress in micropaleontology (p. 110–117). – Micropaleontology Press, New York.

Ishida, H. (1983): Stratigraphy an radiolarian assemblages of the Triassic and Jurassic siliceous sedimentary rocks in Konose Valley, Tokushima Prefecture, Southwest Japan. – J. Sci. Univ. Tokushima 16, 111–141.

Kaiser-Weidich, B. & Weidich, K. F. (1987): Multistratigraphie des obersten Jura und der Unterkreide in den Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Mitt. Freunde Bay. Staats. Paläont. Hist. Geol., 15, S. 33–44, 2 Abb., München.

Kido, S., Kawaguchi, I., Adachi, M. & Mizutani, S. (1982): On the *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* – *Pantanellium foveatum* assemblage in the Mino area, central Japan. – News Osaka Micropaleontol., 5, S. 195–210.

Kishida, Y. & Sugano, K. (1982): Radiolarian zonation of Triassic and Jurassic in outer side of southwest Japan. – News Osaka Micropaleontol., 5, S. 271–300.

Kling, S. A. (1971a): Radiolaria: Leg 6 of the Deep Sea Drilling Project. – In: Fisher, A. G. & Heezen, B. C. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 6, U. S. Printing Office, Washington, p. 1069–1117, 2 fig., 1 tab., 11 pl.

Kling, S. A. (1971b): Dimorphism in Radiolaria. – In: Farinacci, A. (Ed.): Proc. IInd plankt. Conf., Roma, Tecnoscienza, p. 663–672, 5 pl.

Kling, S. A. (1979): Vertical distribution of polycystine radiolarian in the central North Pacific. – Mar. Micropaleontol. 4, S. 295–318.

Kocher, R. N. (1981): Biochronologische Untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine insbesondere der Südalpen. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich. (N. F.) 234, 1–184.

Kozur, H. & Mostler, H. (1972): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I.: Revision der Oberfamilie Coccodiscadea Haeckel 1862, emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, vol. 2, p. 1–60, 4 pl.

Kozur, H. & Mostler, H. (1978): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil II. Oberfamilie Trematodiscacea

Haeckel 1862, emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, vol. 8, p. 123–182, 21 pl.

KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1979): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinommacea HAECKEL 1862, emend., Artiscacea HAECKEL 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. – Geol.-paläont. Mitt. Innsbruck 9/1–2, 1–132.

LILIENBACH, L. V. (1830): Ein Querschnitt durch die Alpen. – Jb. Min. etc. Heidelberg, S. 159.

LOZNYAK, P. Y. (1969): Radiolarii nizhnemelovykh otlozhenii Ukrainskikh Karpat. (Radiolaria of the Lower Cretaceous sediments of the Ukrainian Carpathians.) In: VYALOV, O. C. (Ed.): Iskopaemyo i Sovremennye Radiolarii (Fossil and Recent Radiolaria) (p. 29–40). – L'vov. geol. O-vo., L'vov. Univ.

MATSUOKA, A. (1985): Middle Jurassic Keta Formation of the southern part of the Middle Chichibu Terrane in the Sakawa area, Kochi Prefecture, Southwest Japan. – Journ. Geol. Soc. Japan, vol. 91, no. 6, p. 411–420, pl. 1.

MATSUOKA, A. & YAO, A. (1986): A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. – Marine Micropal, 11, S. 91–105, Amsterdam.

MATSUYAMA, H., KUMON, F. & NAKAJO, K. (1982): Cretaceous radiolarian fossils from the Hidakagawa Group in the Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan. – Proc. first jap. radiolarian Symp.: Spec. Vol. News Osaka Micropaleont. 5, 371–382.

MATTSON, P. H. & PESSAGNO, E. A. (1979): Jurassic and Early Cretaceous radiolarians in Puerto Rican ophiolite – Tectonic implictions. – Geology, 7, 9, S. 440–444.

MIZUTANI, S. & KIDO, S. (1983): Radiolarians in the Middle Jurassic siliceous shale from Kamiaso, Gifu Prefecture, central Japan. – Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Jap., 132, S. 253–262.

MIZUTANI, S., NISHIYAMA, H. & ITO, T. (1982): Radiolarian biostratigraphic study of the Shimanto Group in the Nanto-Nansei Area, Mie Prefecture, Kii Peninsula, Central Japan. – J. Earth. Sci. Nagoya Univ. 30, 31–107.

MOORE, T. C. (1973): Radiolaria from Leg 17 of the Deep Sea Drilling Project. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 17, 797–869.

MUZAVOR, S. N. X. (1977): Die oberjurassische Radiolarienfauna von Oberaudorf am Inn. – Diss. Fachber. Geowiss. Ludwig-Maximilians-Univ., München, p. 1–163.

NAKASEKO, K. & NISHIMURA, A. (1981): Upper Jurassic and Cretaceous Radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan. – Sci. Rep. College gen. Educ. Osaka Univ. 30/2, 133–203.

NAKASEKO, K., NISHIMURA, A. & SUGANO, K. (1979): Cretaceous Radiolaria in the Shimanto Belt, Japan. – Spec. Vol. News Osaka Micropaleont. 2, 1–49, 7 fig., 8 pl.

NEVIANI, A. (1900): Supplemento alla fauna a radiolari delle rocce mesozoiche del Bolognese. – Boll. Soc. geol. ital. 19, 645–671.

NIGRINI, C. (1967): Radiolaria in pelagic sediments form the Indian and Atlantic Oceans. – Bull. Scripps Inst. Oceanogr. 11, S. 1–106.

NISHIZONO, Y. & MURATA, M. (1983): Preliminary studies on the sedimentary facies and radiolarian biostratigraphy of Paleozoic and Mesozoic sediments, exposed along the midstream of the Kumaa River, Kyushu, Japan. – Kumamoto J. Sci. Geol., 12, 2, S. 1–40.

NISHIZONO, Y., OHISHI, A., SATO, T. & MURATA, M. (1982): Radiolarian fauna from the Paleozoic and Mesozoic formations distributed along the mid-stream of Kuma River, Kyushu, Japan. – Proc. first jap. radiolarian Symp.: Spec. Vol. News Osaka Micropaleont. 5, 311–326.

OKAMURA, M. & UTO, H. (1982): Notes on stratigraphic distributions of radiolarians from the Lower Cretaceous sequence of chert in the Yokonami melange of Shimanto Belt, Kochi Prefecture, Shikoku. – Res. Rep. Kochi Univ., Nat. Sci. 31, 87–94.

OZVOLDOVA, L. (1975): Upper Jurassic radiolarians from the Kysuca Series in the Klippen Belt. – Zap. Karpaty, Ser. Paleont. 1, 73–86.

OZVOLDOVA, L. (1979): Radiolarian assemblage of radiolarian cherts at Podbiel locality (Slovakia). – Cas. Miner. Geol. 24/3, 249–266.

OZVOLDOVA, L. & SYKORA, M. (1984): The Radiolarian Assemblage from Cachticke Karpaty Mts. Limestones (the Locality Sipkovsky Hay). – Geol. zborn. Geol. carpathica 35/2, 259–290, Bratislava.

PANTANELLI, D. (1880): I diaspri della Toscana e i loro fossili. – Atti. Acad. Lincei Mem., ser. 3, vol. 8, S. 35–66, taf. 1.

PARONA, C. F. (1890): Radiolarie nei noduli selciosi del calcare giurese di Cittiglio presso Laveno. – Boll. Soc. geol. ital. 9, 1–167.

PAVSIC, J. & GORICAN, S. (1987): Lower Cretaceous Nannoplankton and Radiolaria from Vrsnik (Western Slovenia). – Razprave IV. Razreda Sazu, XXVII, 2, 15–36, Fig. 1, Tab. 2, Taf. 4, Ljubljana.

PESSAGNO, E. A., Jr. (1971 a): Jurassic and Cretaceous Hagiastridae from the Blake-Bahama Basin (Site % A, JOIDES Leg 1) and the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. – Bull. amer. Paleont. 60/264, 1–83.

PESSAGNO, E. A., Jr. (1971 b): A new radiolarian from the Upper Cretaceous of the California Coast Ranges. – Micropaleontology, vol. 17, no. 3, S. 361–364, 1 taf.

PESSAGNO, E. A., Jr. (1976): Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. – Spec. Publ. Micropaleont. 2, 1–95; Micropaleontology Press, New York.

PESSAGNO, E. A., Jr. (1977a): Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. – Micropaleontology 23/1, 56–113.

PESSAGNO, E. A., Jr. (1977b): Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges. – Spec. Publ. Cushman Found. foram. Res. 15, 1–87.

PESSAGNO, E. A., Jr. & BLOME, C. D. (1980): Upper Triassic and Jurassic Pantanellinae from California, Oregon and British Columbia. – Micropaleontology 26/3, 225–273.

PESSAGNO, E. A., Jr. & BLOME, C. D. (1982): Bizarre Nassellariina (Radiolaria) from the Middle and Upper Jurassic of North America. – Micropaleontology 28/3, 289–318.

PESSAGNO, E. A., Jr. & NEWPORT, R. L. (1972): A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts. – Micropaleontology 18/2, 231–234.

PESSAGNO, E. A., Jr. & POISSON, A. (1981): Lower Jurassic Radiolaria from the Gümüslü Allochthon of Southwestern Turkey (Taurides Occidentales) – Bull. miner. Res. Explor. Inst. Turkey 92, 47–69.

PESSAGNO, E. A., Jr. & WHALEN, P. A. (1982): Lower and Middle Jurassic Radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B. C. – Micropaleontology 28/2, 111–169.

PESSAGNO, E. A., Jr., FINCH, W. & ABBOTT, P. L. (1979): Upper Triassic Radiolaria from the San Hippolito Formation, Baja California. – Micropaleontology, vol. 25, no. 2, p. 160–197, 6 text-fig., 9 pl.

PESSAGNO, E. A., BLOME, C. D. & LONGORIA, J. F. (1984): A Revised Radiolarian Zonation for the Upper Jurassic of Western North America. – Bull. Amer. Paleont., vol. 87, no. 320, p. 5–51.

PESSAGNO, E. A., LONGORIA, J. F., MACLEOD, N. & SIX, W. M. (1987): Studies of North American Jurassic Radiolaria: Part I. Upper Jurassic (Kimmeridgian – upper Tithonian) Pantanelliidae from the Taman Formation, east-central Mexico: Tectonostratigraphic, chronostratigraphic and phylogenetic implications. Cushman Foundation for foraminiferal research, spec. pub. 23, S. 1–51.

PESSAGNO, E. A., BLOME, C. D., CARTER, E. S., MACLEOD, N., WHALEN, P. & YEH, K.-Y. (1987): Studies of North American Jurassic Radiolaria: Part II: Preliminary radiolarian zonation for the Upper Jurassic of North America. – Cushman Foundation for foraminiferal research, spec. pub. 23, S. 1–18.

PETRUSHEVSKAYA, M. G. (1962): Znachenie rosta skeleta radiolyarii dlya ikh sistematiki. – Zool. Journm., Moskau, Bd. 41, no. 3, p. 331–341, 10 fig.

PETRUSHEVSKAYA, M. G. (1965): Osobennosti konstruktsii skeleta radiolyarii Botryoidae (otr. Nassellaria). – Trudy Zool. Inst. (Akad. Nauk SSR), Leningrad, no. 35, p. 79–118, 21 fig.

PETRUSHEVSKAYA, M. G. (1969): Radiolyarii Spumellaria i Nassellaria v donnikh osadkakh kak identifikatori gidrologitecheskikh ouslovii. – In: Osnovnie problemi Micropaleontologii i organogenoggo Osadkonakopleniya v Okeanakh i Moriakh. – Izdatelstvo Nauka, Moskau, p. 127–152, 10 fig.

PETRUSHEVSKAYA, M. G. (1971a): Spumellarian and nassellarian Radiolaria in the Plankton and bottom sediments of the Central Pacific. – In: FUNNEL, B. M. & RIEDEL, W. R. (Ed.): The Micropaleontology of Oceans; Cambridge Univ. Press, London, p. 309–317, 6 fig.

PETRUSHEVSKAYA, M. G. (1971b): Radiolyarii Nassellaria v plankton Mirovogo Okeana. – In: BYKJOVSKIE (Ed.): Issledovanija Fauny Mojey; Zool. Inst. (Akad. Nauk SSR), Leningrad, vol. 9, no. 17, 195 p., 145 fig.

PETRUSHEVSKAYA, M. G. (1977): O proiskjozjdenii radiolyarii. – Zool. Journ., Bd. 56, no. 10, p. 1448–1458, 3 fig.

PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Marktschellenberg im Berchtesgadener Land. Geol. Jb. Beih., 48, S. 129–204, Hannover.

PLÖCHINGER, B. (1973): Geologische Karte des Wolfgangsee-Gebietes (Salzburg, Österreich) mit Erläuterungen, 1:25000, Geol. Bundesanst., Wien.

PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151, 3, 304–324, Stuttgart.

PLÖCHINGER, B. (1977): Die Untersuchungsbohrung Gutrathsberg B 1 südlich St. Leonhard im Salzachtal (Salzachtal). – Verh. geol. B.-A., 1977, S. 3–11, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1979): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – Verh. Geol. Bundesanst., 1979/2, 188–194, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1980): Stop 6.6, St. Leonhard. – In: Outline of the Geology of Austria and selected excursions. – Abh. Geol. B.-A., 34, S. 151–154, Wien.

PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gleitmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – Geol. Rundsch., 73, S. 293–306, Stuttgart.

RENZ, G. W. (1974): Radiolaria from Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. – In: VEEVERS, J. J., HEIRTZLER, J. R. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 27, U. S. Gov. Printing Office, Washington, p. 769–841, 1 fig., 8 tab., 20 pl.

RESHETNYAK, V. V. (1955): Vertikalnoe respredelenie radiolyarii Kurilo-Kamchatskoi vpadiny – Trudy Zool. Inst. Akad. Nauk U. S. S. R., 21, S. 94–101.

RIEDEL, W. R. & SANFILIPPO, A. (1974): Radiolaria from the southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. – In: DAVIES, T. A., LUYENDYK, B. P. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 26, U. S. Gov. Printing Office, Washington, p. 771–813, 2 tab., 15 pl.

RIEDEL, W. R. & SANFILIPPO, A. (1978): Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. – Micropaleontology, 24, S. 61–96, New York.

RIEDEL, W. R. & SANFILIPPO, A. (1981): Evolution an Diversity of Form in Radiolaria. – In: SIMPSON, T. L. & VOLCANI, B. E. (ed.): Silicon and siliceous structures in biological systems, S. 323–346, Springer, New York.

RÜST, D. (1885a): Über fossile Radiolarien aus Schichten des Jura. – Jenaische Zeitschr. Naturw., vol. 18 (nov. ser. vol. 1), p. 40–44.

RUST, D. (1885b): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. – Palaeontographica 31 (3, 7), 269–322, pl. 26–45.

RÜST, D. (1898): Neue Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide. – Palaeontographica 45, 1–67.

SATO, T. & NISHIZONO, Y. (1983): Triassic and Jurassic radiolarian assemblages from two continuous sections in the Kuma massif, Kyushu, Japan. News Osaka Micropaleontol., 11, S. 33–47.

SCHAAF, A. (1981): Late Early Cretaceous Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 62. – In: THIEDE, J., VALLIER, T. L. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 62, U. S. Gov. Printing Office, Washington, p. 419–470, 4 fig., 5 tab., 27 pl.

SCHAAF, A. (1984): Les radiolaires du Crétacé inférieur et moyen: biologie et systématique. – Sci. Geol., Mem. 75, 1984, 1–189.

SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96, Bad Ischl, Arb. Tagg. Geol. B.-A., 1976, S. 6–48, Wien.

SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee. Stratigraphie und Gleitmassen in Tiefwassersedimenten der Nördlichen Kalkalpen. Exkursionsführer zur Jahrestagung der Subkommission für Jura-Stratigraphie. – 1–67, 27 Abb., 3 Beil., München, Salzburg, Bad Aussee.

SCHLAGER, M. (1952): Beitrag zur Geologie des Trattberges. – Mitt. Naturw. Arb.-gem. Haus Natur Salzburg, 3/4 (1952/53), 11–26, Salzburg.

SCHLAGER, M. (1958): Beiträge zur Geologie des Schlenkens bei Hallein. – Mitt. naturwiss. Arbeitsgem. Haus Natur, 1958, 9–30, 1 geol. Kartenskizze, 4 Profiltaf., 1 Taf., Salzburg.

SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – Sedimentology 20, 65–89, Amsterdam.

SQUINABOL, S. (1903a): Radiolarie fossili di Teolo (Euganai). – Atti Mem. Reale Accad. Sci. Lett. Arti. Padova (nov. ser., vol. 19), p. 127–130.

SQUINABOL, S. (1903b): Le Radiolarie dei noduli selciosi nella Scaglia degli Euganei: Contribuzione 1. – Riv. ital. Paleont. 9, 105–150.

SQUINABOL, S. (1904): Radiolarie cretacee degli Euganei. – Atti Mem. Reale Accad. Sci. Latt. Arti. Padova (nov. ser., vol. 20), p. 171–244, pl. 1–10.

SQUINABOL, S. (1914): Contributo alla conoscenza dei Radiolarii fossili del Veneto. Appendice – Di un genere dei Radiolari caratteristico del Secondario. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 2, 249–306.

STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – Facies, 4: 215–348, Erlangen.

TAN SIN HOK (1927): Over de samenstelling en hat onstan van krijten mergel-gesteenten van de Molukken. In: BROUWER, H. A. (Ed.): Geologische onderzoekingen in den oostelijken Oost-Indischen Archipel. – 5 Jb. Mijnwezen nederl. (Oost-)Indie 55 (1926), pt. 3, 5–156.

THUROW, J. & KUHNT, W. (1986): Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch Area. – In: SUMMERHAYES, C. P. & SHACKLETON, N. J. (ed.) North Atlantic Paleooceanography, S. 423–445, Blackwell, Oxford.

TICHY, G. (1979): Roßfeld-Halleiner und Berchtesgadener Salzberg und Götschengruppe. Geologische Übersicht. – In: KLAPPACHER, W. & KNAPCZYK, H. (ed.): Salzburger Höhlenbuch, 3, Salzburg.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 404 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).

TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region etc. – Mitt. Österr. Geol. Ges. 74/75, S. 167–195, Wien.

TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareaous Alps in Austria. – In: FLUGEL, H. W. (ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, S. 112–126, Deuticke, Wien.

VECSEI, A. (1986): Sedimentation und Tektonik im Jura der Osterhorngruppe (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Tübingen.

WAKITA, K. (1982): Jurassic radiolarians from Kuzuryu-ko-Gujohachiman area. – Proc. first jap. radiolarian Symp.: Spec. Vol. News Osaka Micropaleont. 5, 153–172.

WEIDICH, K. (1987): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferen-Fauna. – Habilitationsschrift, Fak. für Geowissenschaften Ludw.-Max.-Univ. München, 522 S., 62 Taf. München.

WENDT, J. (1971): Die Typlokalität der Adneter Schichten (Lias, Österreich). – Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, 54/2, S. 105–116, Budapest.

YAO, A. (1972): Radiolarian fauna from the Mino Belt in the northern part of the Inuyama area, Central Japan. Part I: Spongosaturnalids. – J. Geosci. Osaka City Univ. 15, 21–64.

YAO, A. (1979): Radiolarian fauna from the Mino Belt in the northern part of the Inuyama area, Central Japan. Part II: Nassellaria 1. – J. Geosci Osaka City Univ. 22, 21–72.

YAO, A. (1983): Late Paleozoic and Mesozoic radiolarians from Southwest Japan. In: IJIMA, A., HEIN, H. R. & SIEVER, R. (Ed.): Siliceous deposits in the Pacific Region (p. 361–367). – Elsevier, Amsterdam.

YAO, A. (1984): Subdivision of the Mesozoic Complex in Kii-Yura area, Southwest Japan and its bearin on the Mesozoic basin development in the southern Chichibu Terrane. – J. Geosci. Osaka City Univ. 27, Art. 2, 41–103.

YAO, A., MATSUDA, T. & ISOZAKI, Y. (1980): Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. – J. Geosci. Osaka City Univ. 23, 135–154.

YAO, A., MATSUOKA, A. (1981): *Unuma echinatus* Assemblage in the Inuyama area of the Mino Belt. – Proc. Kansai Branch, Geol. Soc. Japan 90, 5–6.

YAO, A., MATSUOKA, A. & NAKATANI, T. (1982): Triassic and Jurassic radiolarian assemblages in Southwest Japan. – Proc. first jap. radiolarian Symp.: Spec. Vol. News Osaka Micropaleont. 5, 27–43.

ZANKL, H. (1967): Karbonatsedimente der Obertrias in den Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rundschau, 56, S. 128–139, Stuttgart.

TAFELN

Tafel 1

Fig. 1: *Pantanellium lanceola* (PARONA), Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5185.

Fig. 2: *Pantanellium lanceola* (PARONA), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5186.

Fig. 3: *Pantanellium nodaculeatum* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 4990.

Fig. 4: *Pantanellium nodaculeatum* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 51, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 4995.

Fig. 5: *Pantanellium corriganensis* PESSAGNO, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 34, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5187.

Fig. 6: *Pantanellium corriganensis* PESSAGNO, Obertithon – Berrias, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5188.

Fig. 7: *Pantanellium globulosum* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 4985.

Fig. 8: *Pantanellium globulosum* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 4986.

Fig. 9: *Pantanellium berriasianum* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Trattberg, Barmsteinkalkbank B1, Probe T, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5189.

Fig. 10: *Pantanellium berriasianum* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5190.

Fig. 11: *Pantanellium berriasianum* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5191.

Fig. 12: *Pantanellium berriasianum* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5192.

Fig. 13: *Gorgansium* sp. A, Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5193.

Fig. 14: *Gorgansium morganense* PESSAGNO & BLOME, Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5194.

Fig. 15: *Gorgansium* sp. B, Berrias, Gartenau, Probe Ga 53, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5195.

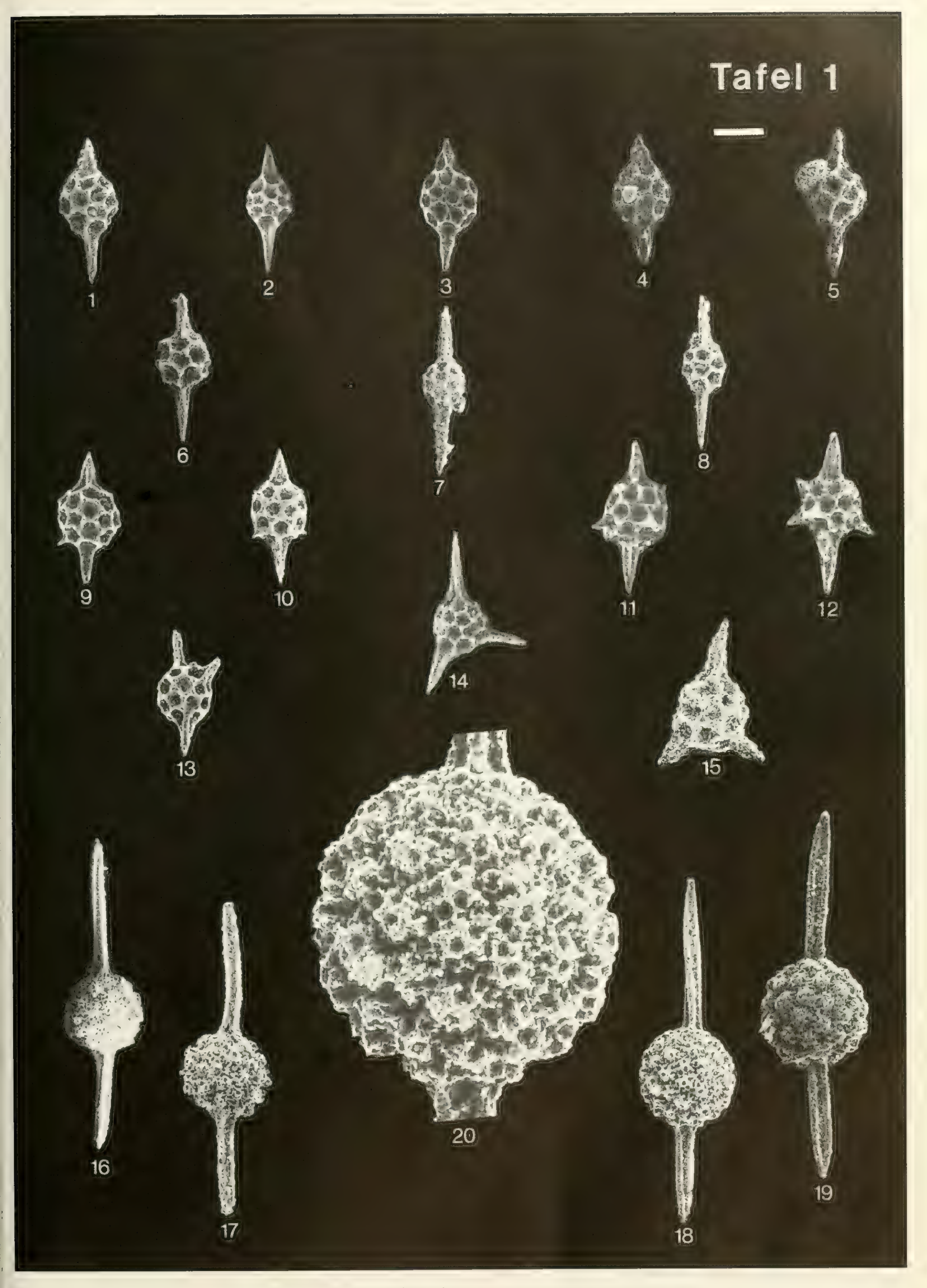
Fig. 16: *Acaeniotyle umbilicata* FOREMAN, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5196.

Fig. 17: *Acaeniotyle umbilicata* FOREMAN, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5197.

Fig. 18: *Acaeniotyle tuberosa* n. sp., Holotyp, Obertithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 4998.

Fig. 19: *Acaeniotyle tuberosa* n. sp., Paratyp, Obertithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5000.

Fig. 20: *Acaeniotyle tuberosa* n. sp., Holotyp, Obertithon – Berrias, Detailaufnahme der höckerigen Kugelschale, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 30 Mikron.


Tafel 1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

Tafel 2

Fig. 1: *Acaeniotyle diaphorogona* FOREMAN, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5198.

Fig. 2: *Acaeniotyle diaphorogona* FOREMAN, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe S 16, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5199.

Fig. 3: *Acaeniotyle diaphorogona dentata* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5200.

Fig. 4: *Acaeniotyle diaphorogona dentata* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5201.

Fig. 5: *Acaeniotyle diaphorogona dentata* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5202.

Fig. 6: *Acaeniotyle diaphorogona* ssp. A, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe Ee 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5203.

Fig. 7: *Acaeniotyle diaphorogona* ssp. B, Oberberrias – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5204.

Fig. 8: *Acaeniotyle diaphorogona* ssp. C, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 1, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5205.

Fig. 9: *Acaeniotyle diaphorogona dentata* BAUMGARTNER, mit vier Stacheln, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 40, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5206.

Fig. 10: *Hexastylus uvarius* RÜST, Obertithon, Gartenau, Probe Ga 40, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5207.

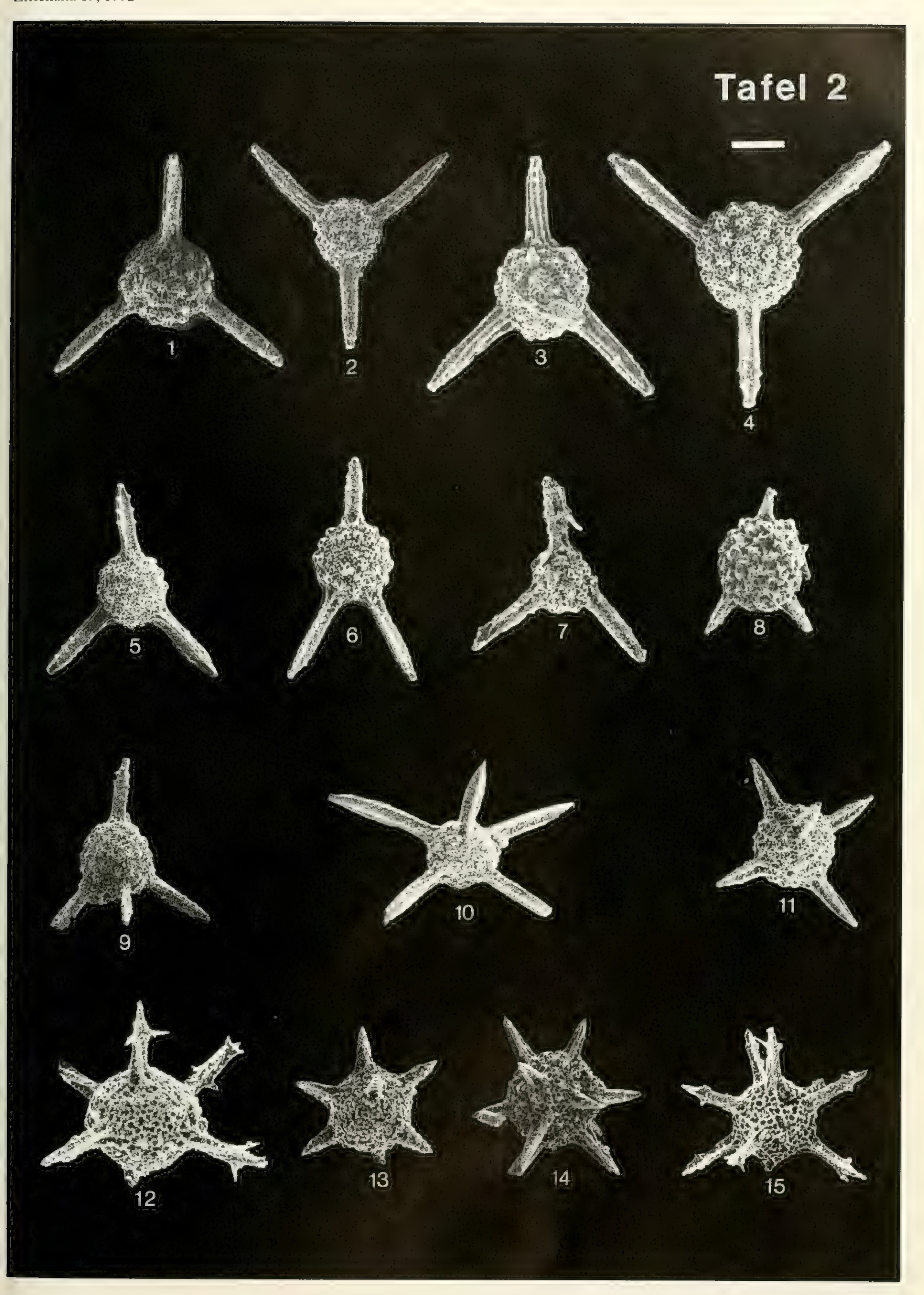
Fig. 11: *Hexastylus uvarius* RÜST, Obertithon, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5208.

Fig. 12: „*Hexastylus*“ sp., Obertithon, Trattberg, Probe H 9, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5209.

Fig. 13: „*Acanthosphaera*“ sp. A, Tithon, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5210.

Fig. 14: „*Acanthosphaera*“ sp. B, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5211.

Fig. 15: „*Acanthosphaera*“ sp. C, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5212.


Tafel 2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Tafel 3

Fig. 1: *Diactoma curvata* n. sp., Holotyp, Obertithon, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5002.

Fig. 2: *Diactoma curvata* n. sp., Holotyp, Detailaufnahme der Gitterkugel, auf der das Fehlen eines Stachelansatzes auf der hexagonal-poraten Oberfläche deutlich wird. Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 3: *Triactoma tithonianum* RÜST, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5213.

Fig. 4: *Triactoma tithonianum* RÜST, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5214.

Fig. 5: *Triactoma tithonianum* ssp., Oxford? – Obertithon, Trattberg, Barmsteinkalkbank B1, Probe T, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5215.

Fig. 6: *Triactoma echiodes* FOREMAN, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5216.

Fig. 7: *Triactoma echiodes* FOREMAN, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5217.

Fig. 8: *Triactoma* cf. *T. hybum* FOREMAN, Oberberrias – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5218.

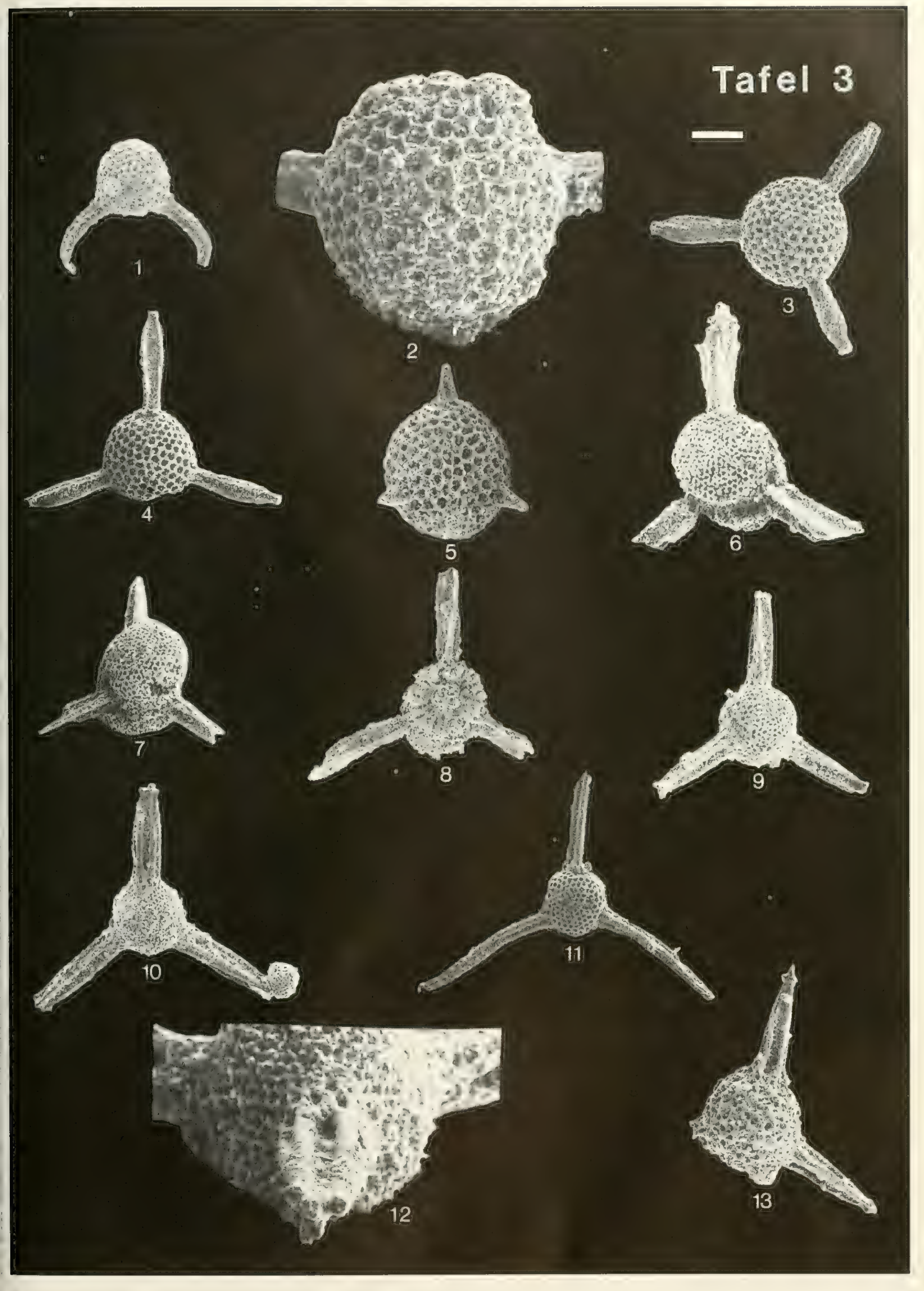
Fig. 9: *Triactoma jonesi* (PESSAGNO), Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5219.

Fig. 10: *Triactoma jonesi* (PESSAGNO), Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5220.

Fig. 11: *Triactoma jonesi* (PESSAGNO), Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5221.

Fig. 12: *Triactoma jonesi* (PESSAGNO), Tithon – Berrias, Detailaufnahme des Stachels mit dem sechsrippigen Verlauf in der basalen Stachelhälfte, Probe Ga 27, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 13: *Triactoma blakei* (PESSAGNO), Tithon, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5222.


Tafel 3
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Tafel 4

Fig. 1: *Archaeospongoprunum tricostatum* n. sp., Holotyp, Tithon, Kaltenhausen, Probe Ka 19, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5005.

Fig. 2: *Archaeospongoprunum tricostatum* n. sp., Paratyp, Tithon, Trattberg, Probe TE 5a, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5006.

Fig. 3: *Archaeospongoprunum* sp. PAVSIC & GORICAN, Obertithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5223.

Fig. 4: *Archaeospongoprunum* sp., Oberberrias – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 48, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5224.

Fig. 5: *Alievium helenae* SCHAAF, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5225.

Fig. 6: *Alievium helenae* SCHAAF, Tithon – Untervalangin, Detailaufnahme des hexagonalen Porenmusters, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 7: *Staurosphaera glebulosa* FOREMAN, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5226.

Fig. 8: *Staursphaera amplissima* FOREMAN, Kimmeridge – Tithon, Regenspitze, Probe R 19, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5227.

Fig. 9: *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp., Holotyp, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5010.

Fig. 10: *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp., Paratyp, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5012.

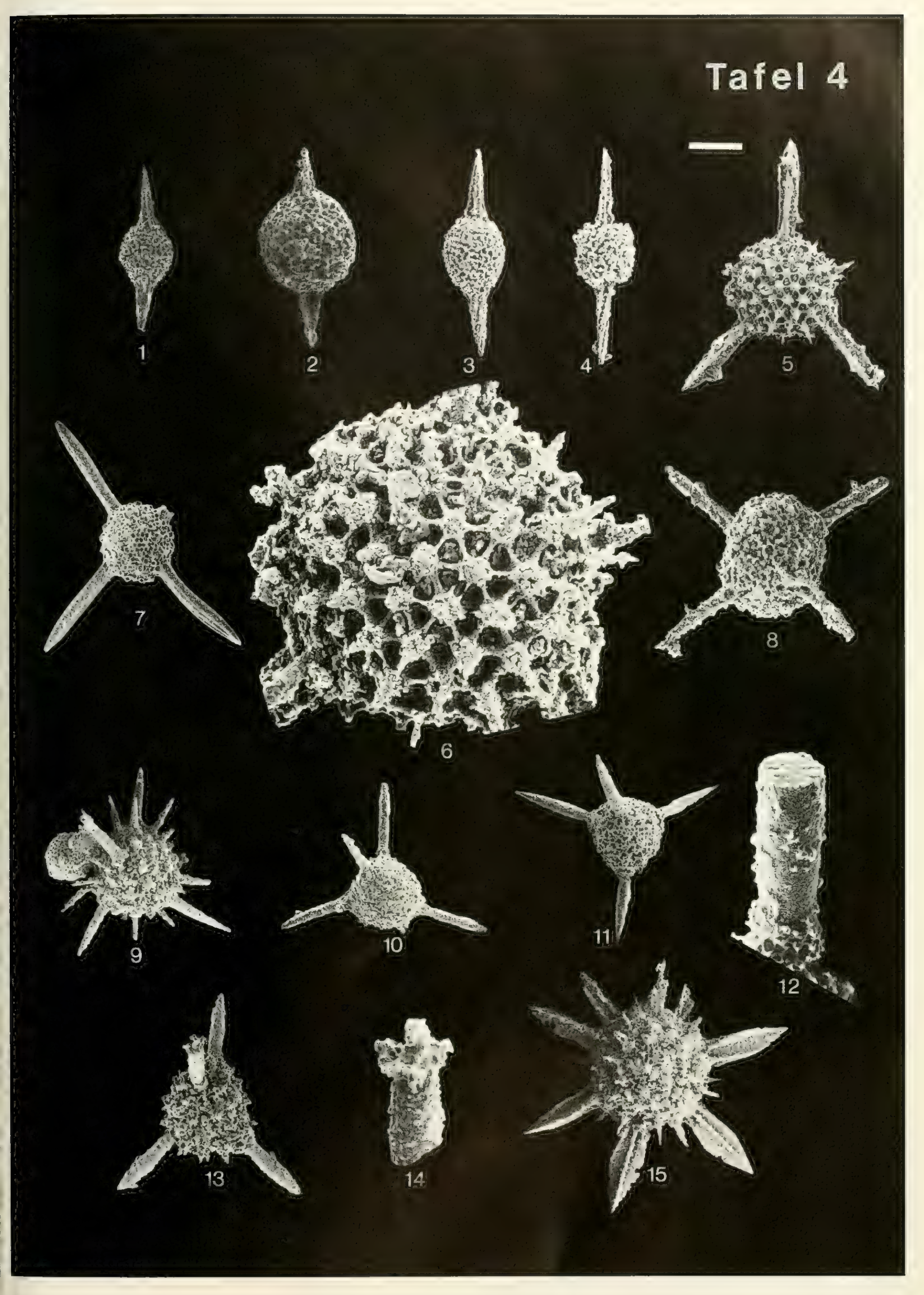
Fig. 11: *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp., Paratyp, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5013.

Fig. 12: *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp., Paratyp, Tithon – Untervalangin, Detailaufnahme mit dem Querschnitt des Vollstachels, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 30 Mikron, BSP Prot. Nr. 5015.

Fig. 13: *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp., Paratyp, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5014.

Fig. 14: *Nodotetraedra barmsteinensis* n. sp., Paratyp, Tithon – Untervalangin, Detailaufnahme einer mit einem Stachelkranz versehenen Stachelspitze, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 15: „*Heliosphaera*" sp., Obertithon, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5228.


Tafel 4
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Tafel 5

Fig. 1: *„Actinomma"* sp. A, Obertithon, Schrambach, Probe Sb 28, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5229.

Fig. 2: *„Actinomma"* sp. B, Obertithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5230.

Fig. 3: *Acanthocircus dicranacanthos* (SQUINABOL), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5231.

Fig. 4: *Acanthocircus dicranacanthos* (SQUINABOL), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5232.

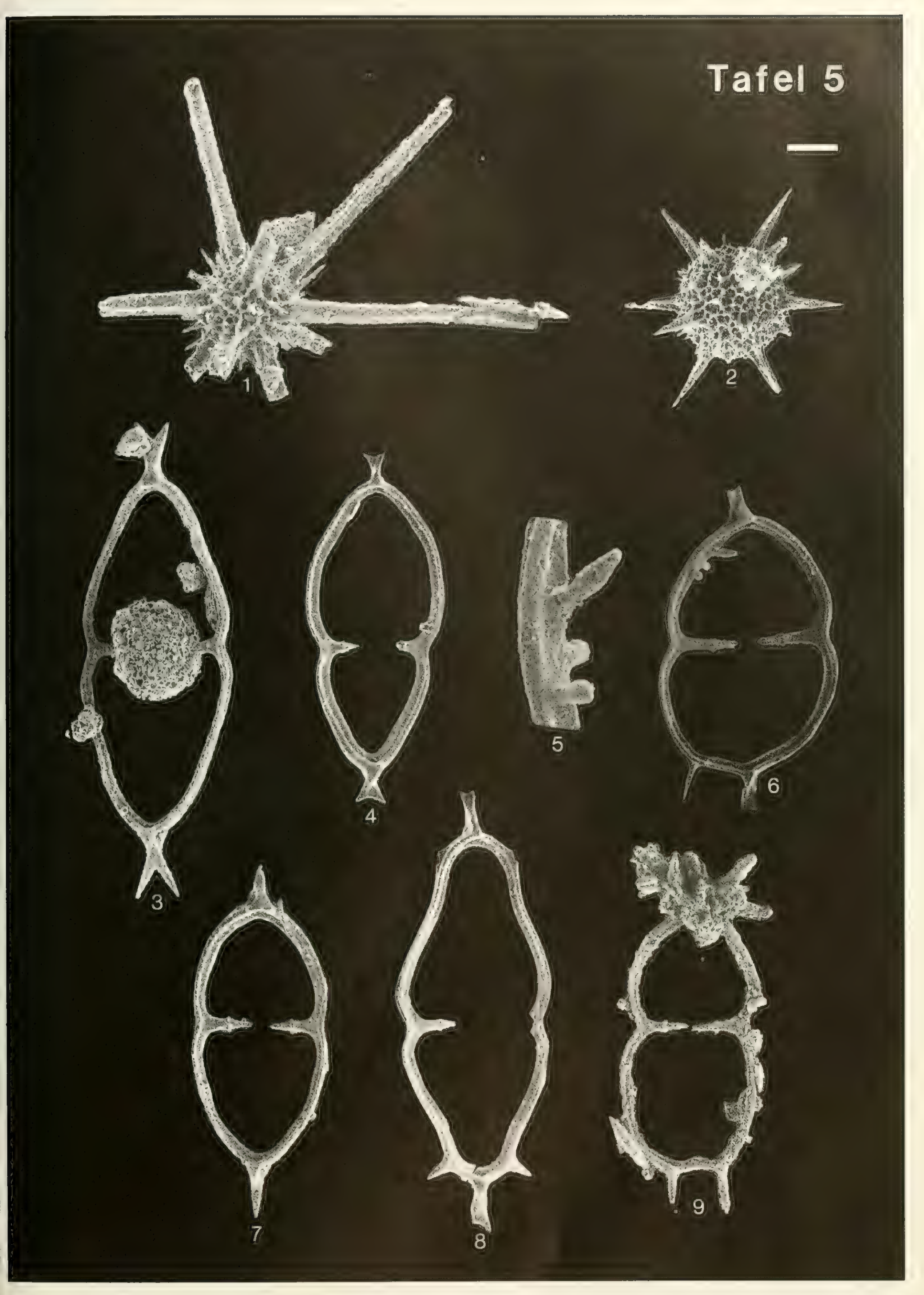
Fig. 5: *Acanthocircus dicranacanthos* (SQUINABOL), Tithon – Untervalangin, Detailaufnahme des Ringes mit möglicherweise pathogenen Anwachsstrukturen, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 6: *Acanthocircus dicranacanthos* (SQUINABOL), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5233.

Fig. 7: *Acanthocircus amissus* (SQUINABOL), Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5234.

Fig. 8: *Acanthocircus squinaboli* DONOFRIO & MOSTLER, Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5235.

Fig. 9: *Acanthocircus variabilis* (SQUINABOL), Obertithon – Berrias, Trattberg, Probe S 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5236.


Tafel 5
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Tafel 6

Fig. 1: *Acanthocircus* sp. A, Oberberrias – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5237.

Fig. 2: *Acanthocircus* sp. B, Berrias – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5238.

Fig. 3: *Acanthocircus dendroacanthos* (SQUINABOL), Tithon, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5239.

Fig. 4: *Acanthocircus multidentatus* (SQUINABOL), Tithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5240.

Fig. 5: *Acanthocircus breviaculeatus* DONOFRIO & MOSTLER, Obertithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5241.

Fig. 6: *Acanthocircus breviaculeatus* DONOFRIO & MOSTLER, Obertithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5242.

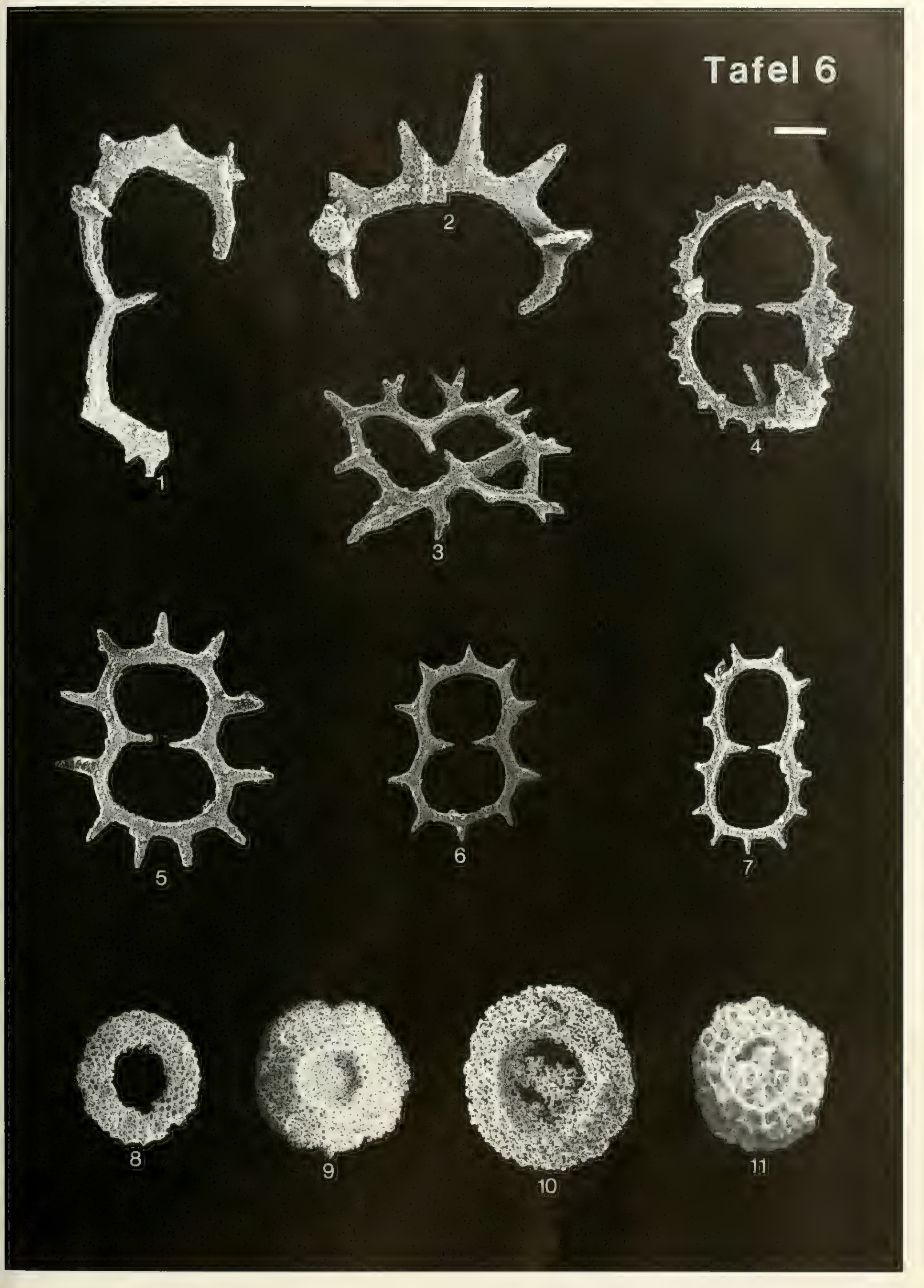
Fig. 7: *Acanthocircus breviaculeatus* DONOFRIO & MOSTLER, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 50, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5243.

Fig. 8: *Orbiculiforma mclaughlini* PESSAGNO, Oxford ?, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5244.

Fig. 9: *Orbiculiforma lowreyensis* PESSAGNO, Obertithon, Kaltenhausen, Probe Ka 63, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5245.

Fig. 10: *Orbiculiforma* sp. aff. *O. lowreyensis* PESSAGNO, Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 22, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5246.

Fig. 11: *Orbiculiforma* (?) sp., Oxford – Kimmeridge ?, Trattberg, Barmsteinkalk-Bank B1, Probe T, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5247.



STEIGER, T.: Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereichs

Tafel 7

Fig. 1: *Ditrabs sansalvadorensis* (PESSAGNO), Berrias – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5248.

Fig. 2: *Ditrabs sansalvadorensis* (PESSAGNO), Berrias – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5249.

Fig. 3: *Tritrabs ewingi ewingi* (PESSAGNO), Oxford ?, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12; Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5250.

Fig. 4: *Tritrabs ewingi ewingi* (PESSAGNO), Oxford ?, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5251.

Fig. 5: *Tritrabs ewingi worzeli* (PESSAGNO), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5252.

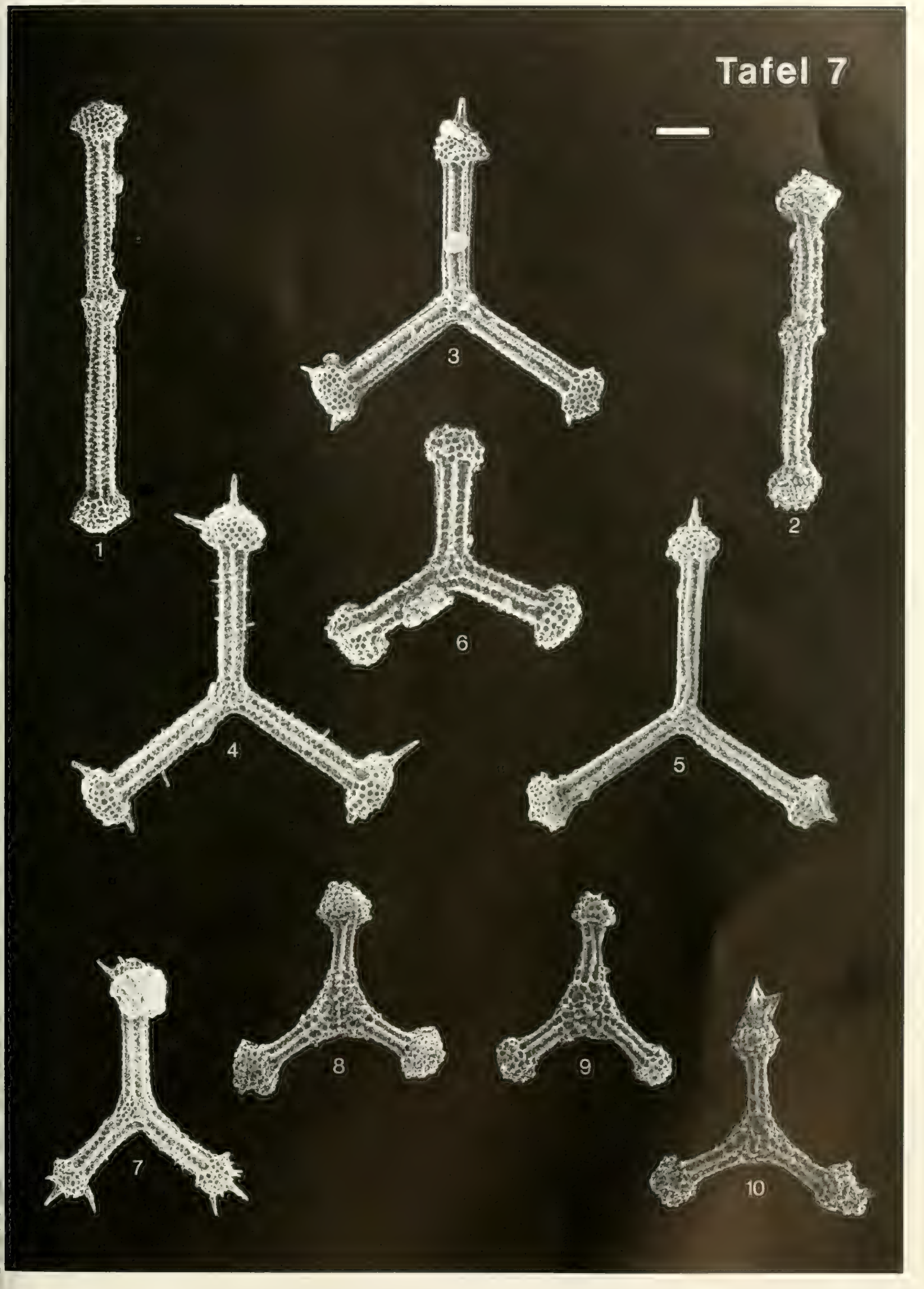
Fig. 6: *Tritrabs ewingi minima* n. ssp., Holotyp, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe TE 1, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5019.

Fig. 7: *Tritrabs rhododactylus* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5253.

Fig. 8: *Tritrabs exotica* (PESSAGNO), Kimmeridge ? – Berrias, Trattberg, Probe TE 5a, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5254.

Fig. 9: *Tritrabs exotica* (PESSAGNO), Kimmeridge ? – Berrias, Trattberg, Probe TE 1, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5255.

Fig. 10: *Tritrabs exotica* (PESSAGNO), Kimmeridge ? – Berrias, Sonderform mit Stacheln an den Armenden, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5256.


Tafel 7
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Tafel 8

Fig. 1: *Tritrabs casmaliaensis* (PESSAGNO), Oxford ?, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5257.

Fig. 2: *Tritrabs casmaliaensis* (PESSAGNO), Oxford ?, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5258.

Fig. 3: *Tritrabs casmaliaensis* (PESSAGNO), Oxford ?, Tithon – Berrias, Detailaufnahme des Zentralfeldes mit der charakteristischen triangularen Oberflächenskulptur, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 4: *Tritrabs* sp., Berrias, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5259.

Fig. 5: *Tritrabs* sp., Berrias, Detailaufnahme eines Armendes mit Armverlängerung, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 30 Mikron.

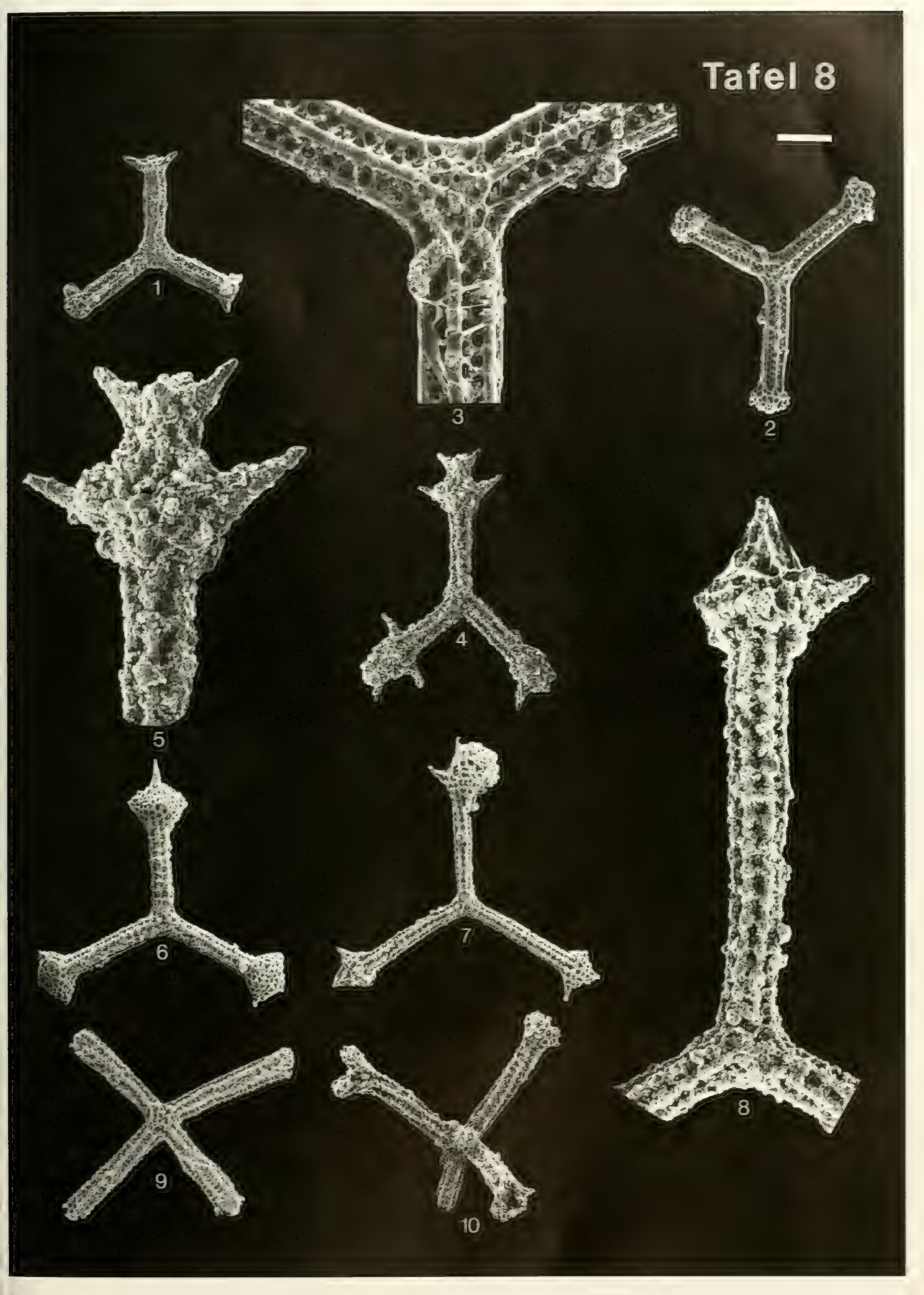
Fig. 6: *Archaeotritrabs gracilis* n. sp., Paratyp, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5017.

Fig. 7: *Archaeotritrabs gracilis* n. sp., Holotyp, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5016.

Fig. 8: *Archaeotritrabs gracilis* n. sp., Holotyp, Tithon – Untervalangin, Detailaufnahme mit der typischen Anordnung von Rippen und Poren, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 9: *Tetratrabs* sp. A, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5260.

Fig. 10: *Tetratrabs* sp. B, Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 44, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5261.


Tafel 8
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Tafel 9

Fig. 1: *Homoeoparonaella tricuspidata* (RÜST), Berrias, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5262.

Fig. 2: *Homoeoparonaella tricuspidata* (RÜST), Berrias, Detailaufnahme eines Armes mit achtstrahligem Querschnitt und einfachen Porenreihen, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 3: *Homoeoparonaella argolidensis* BAUMGARTNER, Oxford ?, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5263.

Fig. 4: *Homoeoparonaella argolidensis* BAUMGARTNER, Oxford ?, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5264.

Fig. 5: *Homoeoparonaella elegans* (PESSAGNO), Oxford ?, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5265.

Fig. 6: *Homoeoparonaella elegans* (PESSAGNO), Oxford ?, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5266.

Fig. 7: *Homoeoparonaella* sp. aff. *H. elegans* (PESSAGNO), Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5267.

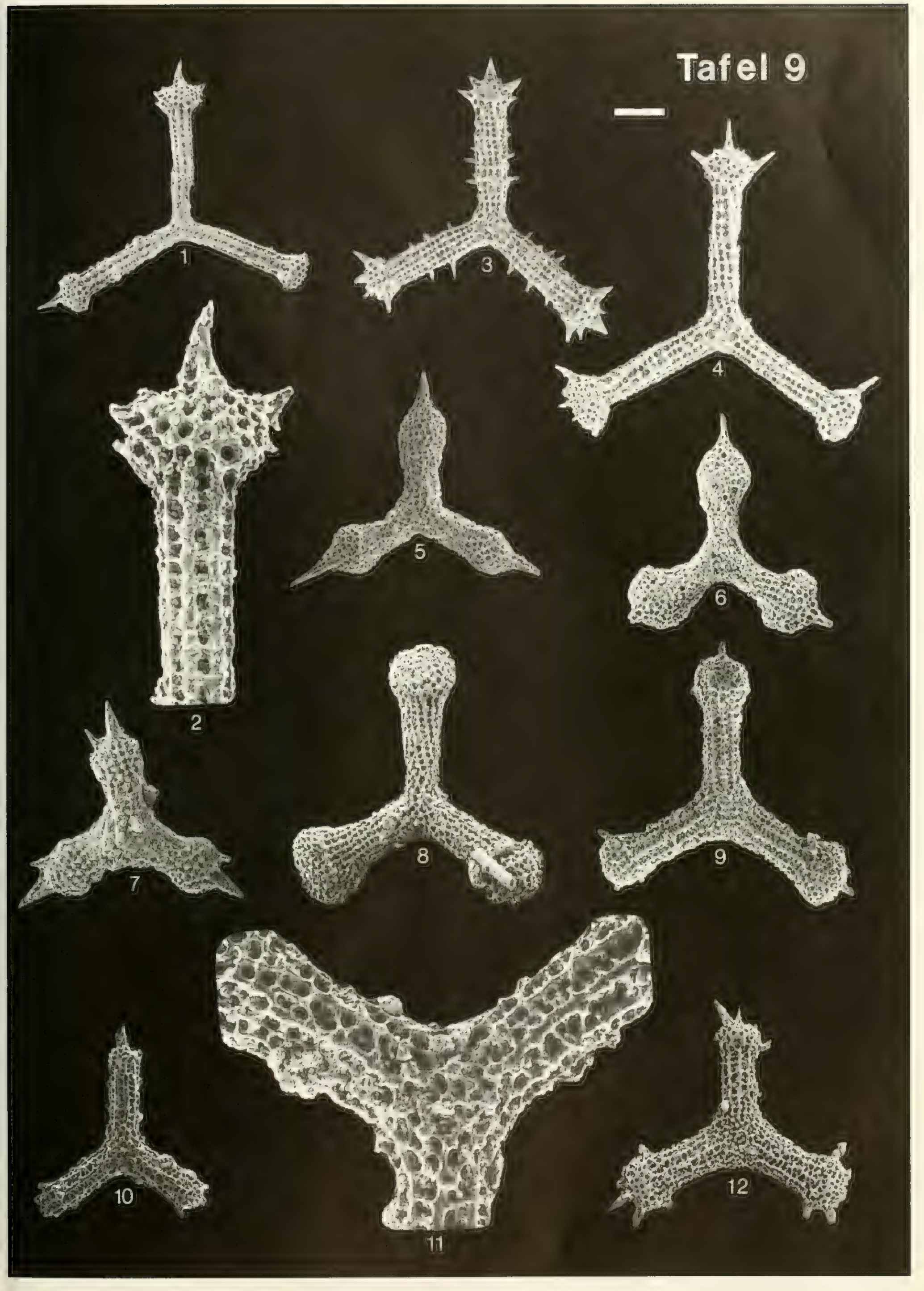
Fig. 8: *Homoeoparonaella* sp. A, Tithon, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5268.

Fig. 9: *Homoeoparonaella* sp. B, Obertithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5269.

Fig. 10: *Homoeoparonaella* sp. C, Obertithon, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5270.

Fig. 11: *Homoeoparonaella* sp. C, Obertithon, Detailaufnahme der Schalenoberfläche im Bereich des Zentralfeldes, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 12: *Homoeoparonaella* sp. D, Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5271.


Tafel 9
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Tafel 10

Fig. 1: *Higumastra inflata* BAUMGARTNER, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5272.

Fig. 2: *Higumastra inflata* BAUMGARTNER, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5273.

Fig. 3: *Higumastra inflata* BAUMGARTNER, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5274.

Fig. 4: *Higumastra imbricata* (OZVOLDOVA), Unter- bis Mitteltithon, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5275.

Fig. 5: *Pseudocrucella* sp., Tithon, Trattberg, Probe Ee 1 b, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5276.

Fig. 6: *Tetraditryma corralitosensis* (PESSAGNO), Obertithon, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5277.

Fig. 7: *Paronaella* sp. aff. *P. spinosa* (PARONA), Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5278.

Fig. 8: *Paronaella pristidentata* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5279.

Fig. 9: *Paronaella pristidentata* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5280.

Fig. 10: *Paronaella* (?) *tubulata* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5022.

Fig. 11: *Paronaella* (?) sp., Oxford – Kimmeridge ?, Tithon, Trattberg, Probe TE 5 a, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5281.

Fig. 12: *Patulibracchium* sp. cf. *P. californiaensis* PESSAGNO, Oxford ? – Tithon, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5282.

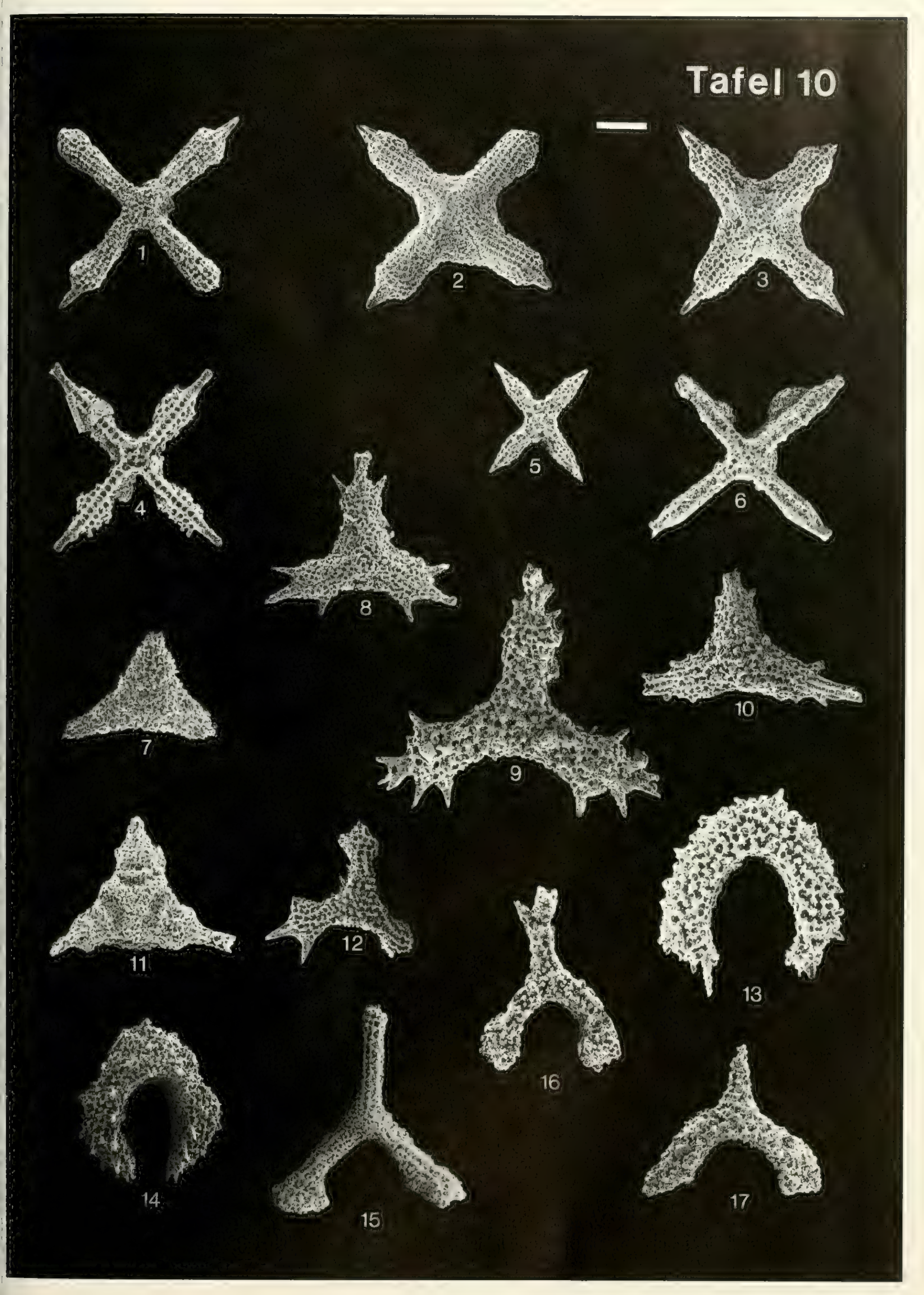
Fig. 13: *Foremanella diamphidia* (FOREMAN), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5283.

Fig. 14: *Foremanella diamphidia* (FOREMAN), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5284.

Fig. 15: *Foremanella hipposidericus* (FOREMAN), Berrias, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5285.

Fig. 16: *Foremanella* sp. A, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe Ee 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5286.

Fig. 17: *Foremanella* sp. B, Tithon, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5287.


Tafel 10
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

Tafel 11

Fig. 1: *Halesium sexangulum* PESSAGNO, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5288.

Fig. 2: *Halesium sexangulum* PESSAGNO, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 5a, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5289.

Fig. 3: *Halesium irregularis* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5058.

Fig. 4: *Halesium irregularis* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Detailaufnahme der Bracchiopyle, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron.

Fig. 5: *Halesium irregularis* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5056.

Fig. 6: *Halesium bipartitum* n. sp., Holotyp, Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 22, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5064.

Fig. 7: *Halesium* sp. A, Kimmeridge ? – Tithon, Regenspitze, Probe R 19, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5290.

Fig. 8: *Halesium* sp. B, Tithon, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5291.

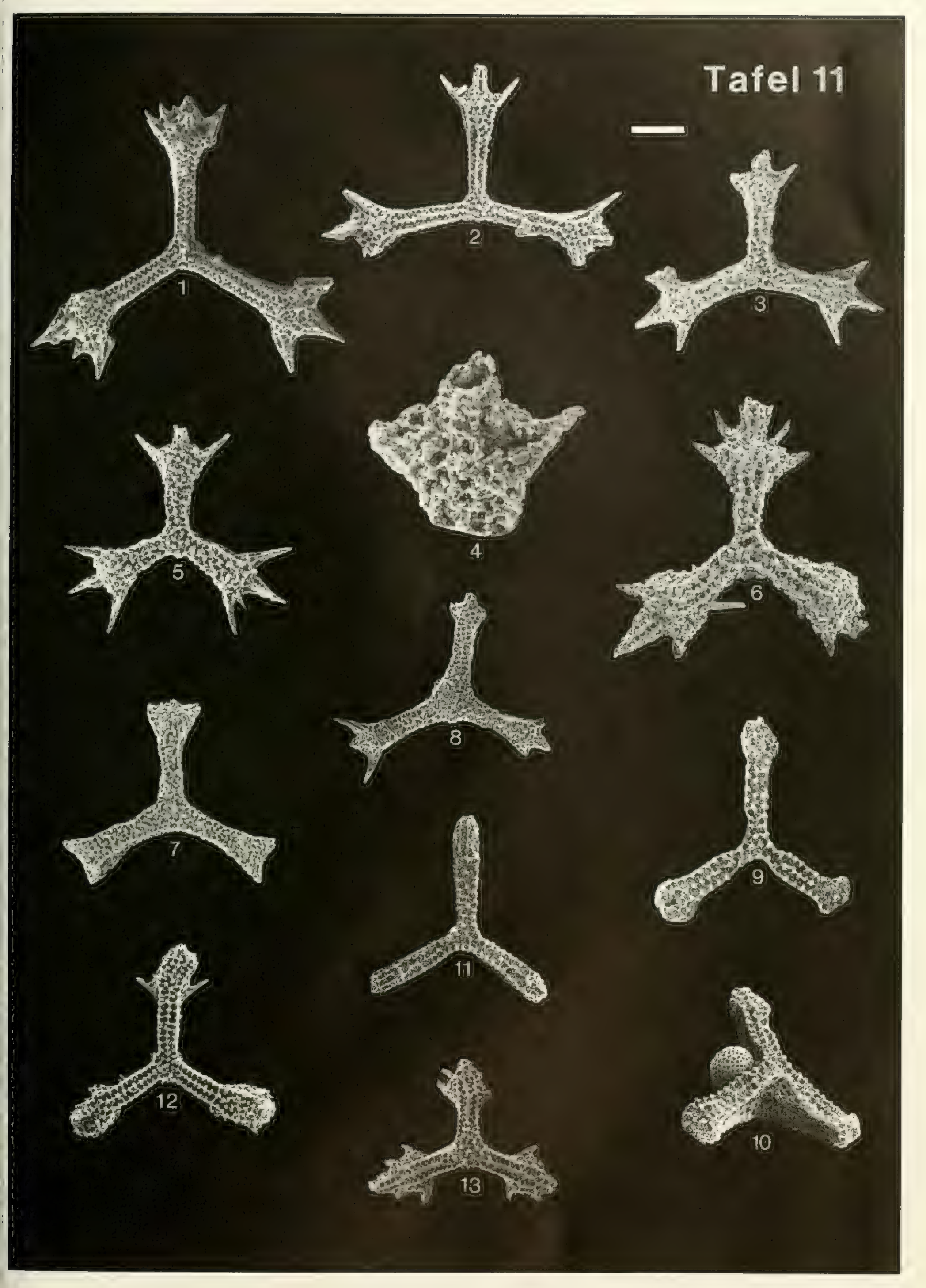
Fig. 9: *Angulobracchia heteroporata* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5043.

Fig. 10: *Angulobracchia heteroporata* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5043.

Fig. 11: *Angulobracchia heteroporata* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5045.

Fig. 12: *Angulobracchia media* n. sp., Holotyp, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5045.

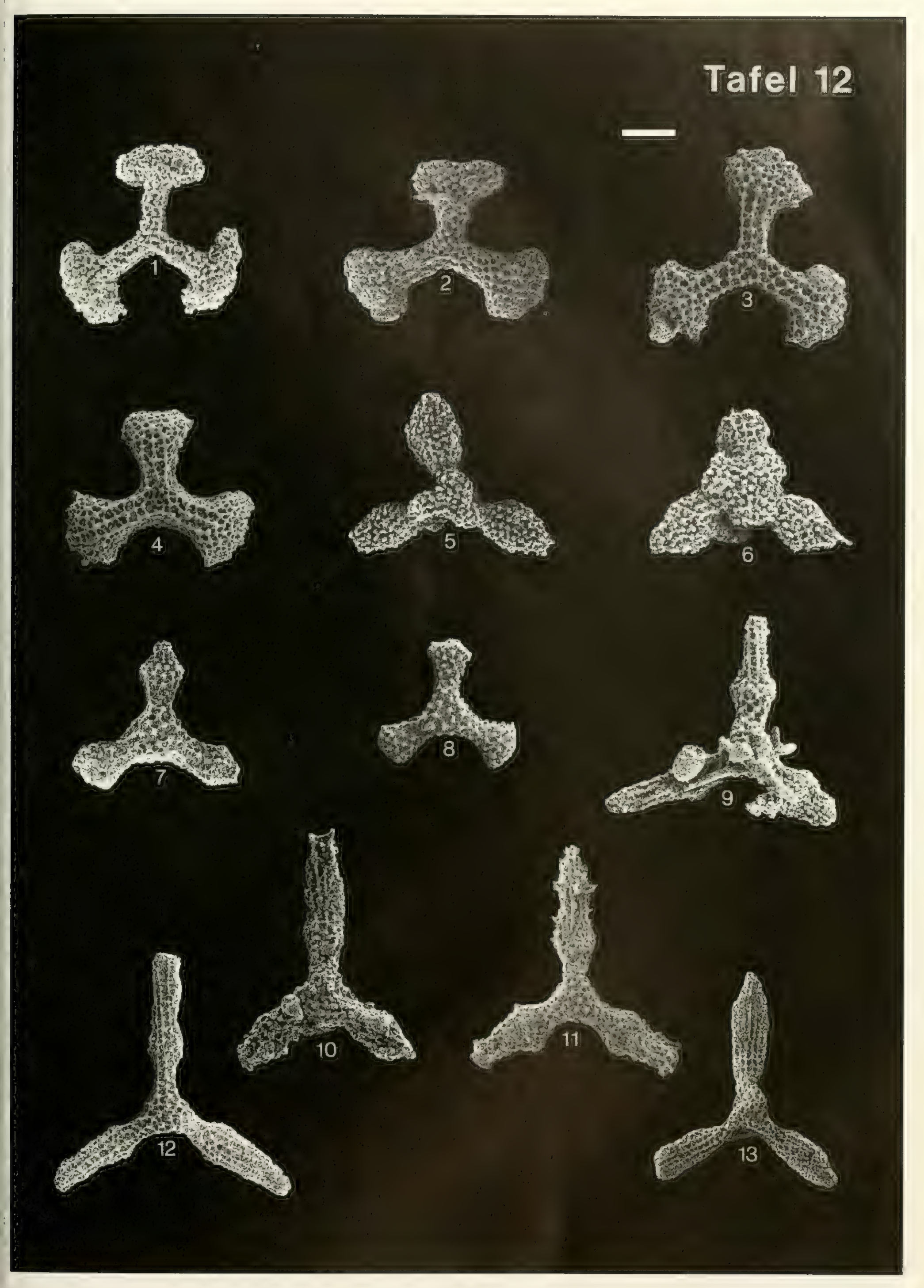
Fig. 13: *Angulobracchia media* n. sp.; Paratyp, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5046.



STEIGER, T.: Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereichs

Tafel 12

Fig. 1: *Angulobracchia trifolia* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5035.
Fig. 2: *Angulobracchia trifolia* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 22, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5037.
Fig. 3: *Angulobracchia latifolia* n. sp., Paratyp, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5029.
Fig. 4: *Angulobracchia latifolia* n. sp., Holotyp, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5028.
Fig. 5: *Angulobracchia mediopulvilla* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5052.
Fig. 6: *Angulobracchia mediopulvilla* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5053.
Fig. 7: *Angulobracchia* (?) *portmanni* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5292.
Fig. 8: *Angulobracchia* (?) *portmanni* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5293.
Fig. 9: *Angulobracchia* (?) *portmanni* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5294.
Fig. 10: *Angulobracchia* (?) *portmanni* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5295.
Fig. 11: *Angulobracchia* (?) *portmanni* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5296.
Fig. 12: *Angulobracchia* (?) *portmanni* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5297.
Fig. 13: *Angulobracchia* (?) *portmanni* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5298.


Tafel 12
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Tafel 13

Fig. 1: *Angulobracchia* sp. C BAUMGARTNER, Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5299.

Fig. 2: *Angulobracchia* sp. C BAUMGARTNER, Berrias, Detailaufnahme eines Armes mit Armverlängerung, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 30 Mikron.

Fig. 3: *Angulobracchia* sp. A, Obertithon, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5300.

Fig. 4: *Angulobracchia* sp. B, Obertithon, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5301.

Fig. 5: *Angulobracchiine* gen. et. sp. indet. Forma 1, Tithon Berrias, Gartenau, Probe Ga 27, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5302.

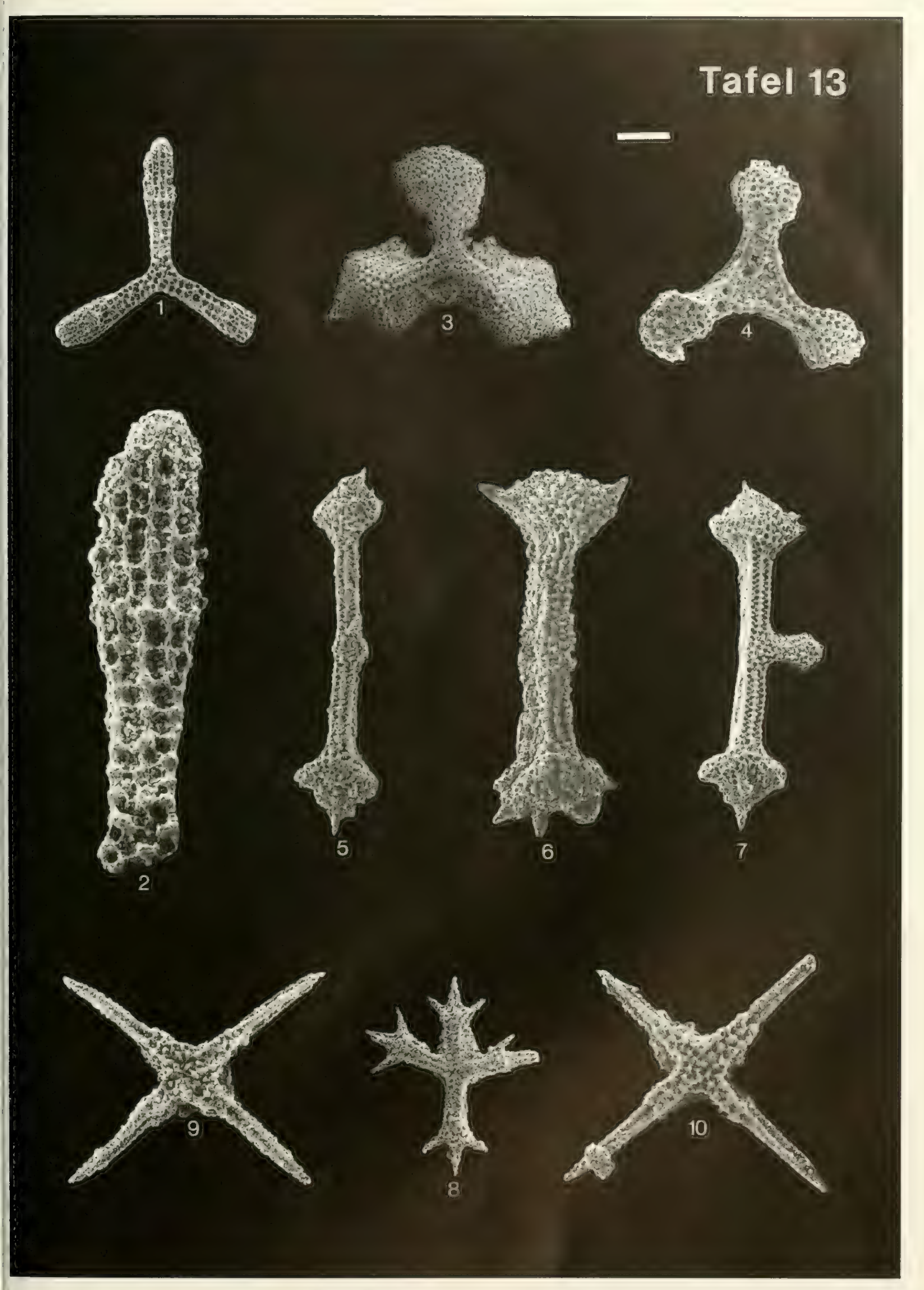
Fig. 6: *Angulobracchiine* gen. et. sp. indet. Forma 1, Tithon Berrias, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5303.

Fig. 7: *Angulobracchiine* gen. et. sp. indet. Forma 2, Tithon Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5304.

Fig. 8: *Angulobracchiine* gen. et. sp. indet. Forma 3, Tithon Berrias, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5305.

Fig. 9: *Tetrarectangulum spinosum* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Regenspitze, Probe R 19, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5078.

Fig. 10: *Tetrarectangulum spinosum* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Regenspitze, Probe R 19, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5077.


Tafel 13
1
3
4
2
5
6
7
9
8
10

Tafel 14

Fig. 1: *Tetrarectangulum poratum* n. sp., Paratyp, Obertithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5072.

Fig. 2: *Tetrarectangulum poratum* n. sp., Paratyp, Obertithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5075.

Fig. 3: *Tetrarectangulum poratum* n. sp., Holotyp, Obertithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 47, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5071.

Fig. 4: *Tetrarectangulum* sp. A, Kimmeridge ? – Tithon, Trattberg, Probe Ee 1b, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5306.

Fig. 5: *Tetrarectangulum* sp. B, Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5307.

Fig. 6: *Tetrarectangulum* sp. C, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5308.

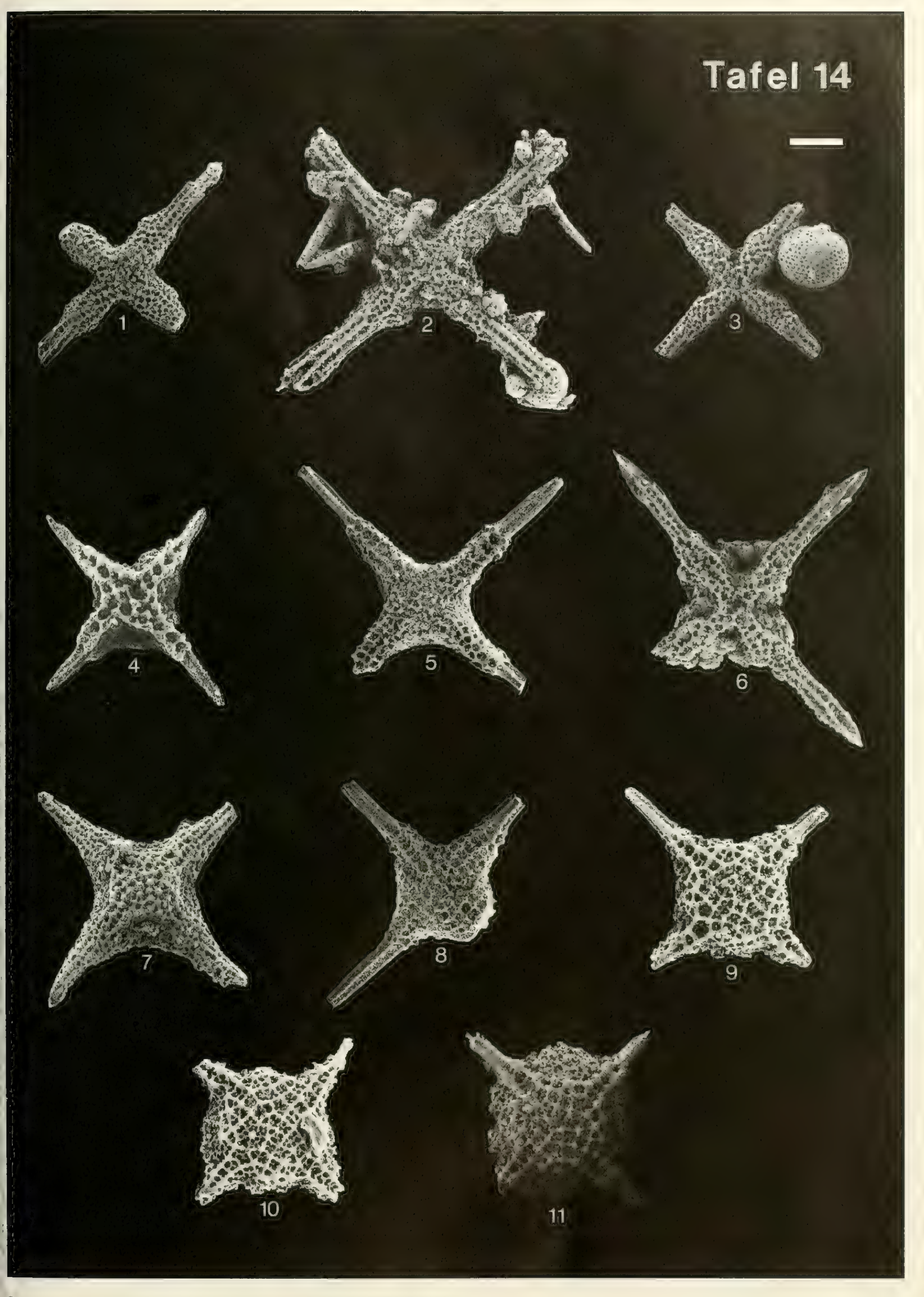
Fig. 7: *Tetrarectangulum* sp. D, Tithon, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5309.

Fig. 8: *Emiluvia pessagnoi pessagnoi* FOREMAN, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5310.

Fig. 9: *Emiluvia pessagnoi pessagnoi* FOREMAN, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 63, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5311.

Fig. 10: *Emiluvia pessagnoi pessagnoi* FOREMAN, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 63, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5312.

Fig. 11: *Emiluvia pessagnoi pessagnoi* FOREMAN, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5313.


Tafel 14
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Tafel 15

Fig. 1: *Emiluvia pessagnoi multipora* n. ssp., Paratyp, Obertithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5086.

Fig. 2: *Emiluvia pessagnoi multipora* n. ssp., Holotyp, Obertithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5082.

Fig. 3: *Emiluvia tecta decussata* n. ssp., Holotyp, Grundmuster 1, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5088.

Fig. 4: *Emiluvia tecta diagonalis* n. ssp., Paratyp, Grundmuster 2, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5094.

Fig. 5: *Emiluvia tecta* ssp., Grundmuster 3, Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5314.

Fig. 6: *Emiluvia tecta* ssp., Grundmuster 4, Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5315.

Fig. 7: *Emiluvia tecta* ssp., Grundmuster 5, Berrias – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5316.

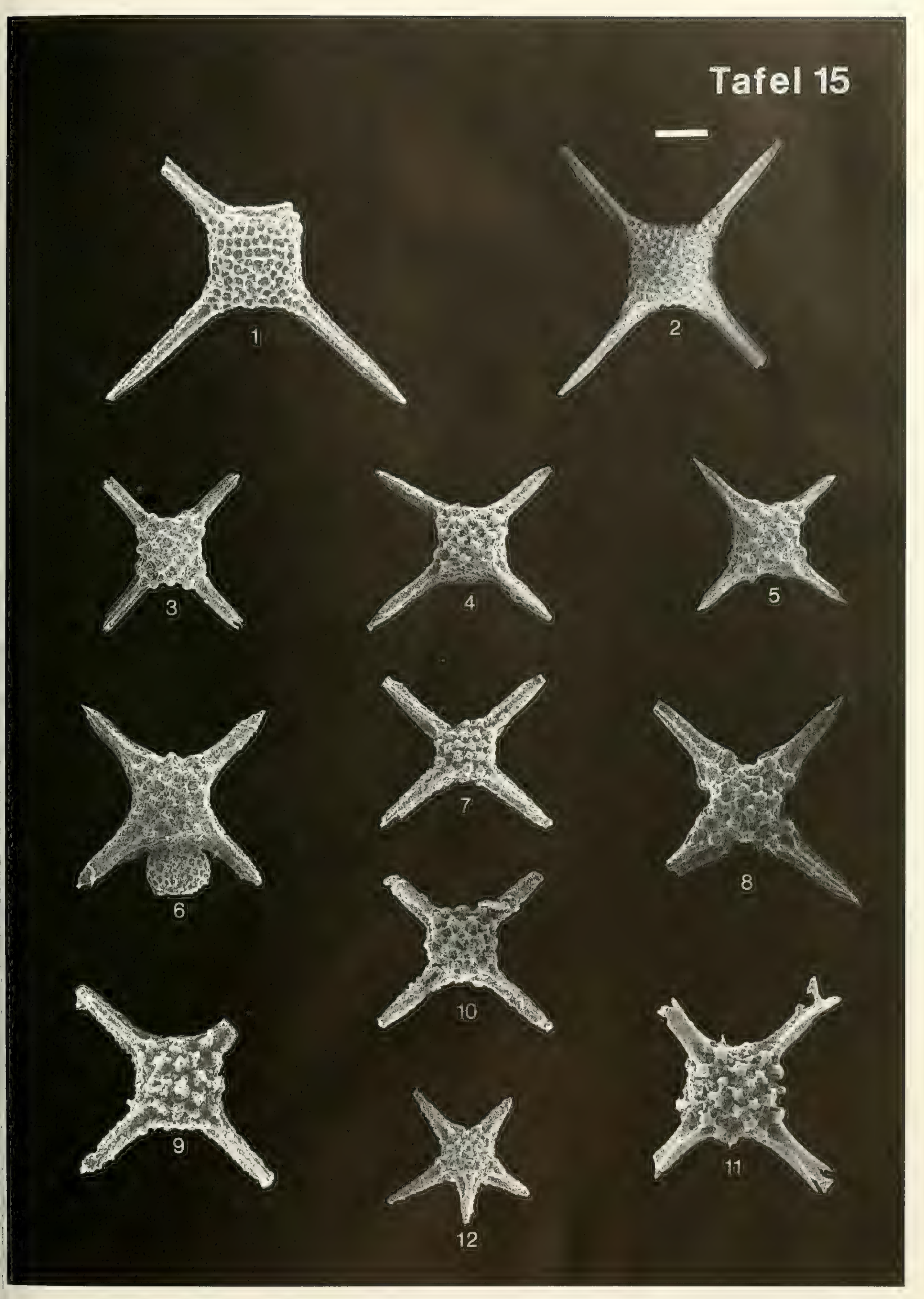
Fig. 8: *Emiluvia tecta* ssp., Grundmuster 6, Berrias, Gartenau, Probe Ga 55, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5317.

Fig. 9: *Emiluvia tecta* ssp., Grundmuster 7, Tithon, Trattberg, Probe TE 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5318.

Fig. 10: *Emiluvia tecta* ssp., Grundmuster 8, Berrias – Valangin, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5319.

Fig. 11: *Emiluvia hopsoni* PESSAGNO, Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5320.

Fig. 12: *Pentasphaera* sp., Tithon, Regenspitze, Probe R 19, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5321.


Tafel 15
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Tafel 16

Fig. 1: *Stichocapsa* sp. cf. *S. decora* RÜST, Obertithon, Kaltenhausen, Probe Ka 63, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5322.

Fig. 2: *Syringocapsa lucifer* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 19, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5323.

Fig. 3: *Syringocapsa lucifer* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5324.

Fig. 4: *Syringocapsa agolarium* FOREMAN, Tithon, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5325.

Fig. 5: *Syringocapsa agolarium* FOREMAN, Tithon, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5326.

Fig. 6: *Syringocapsa coronata* n. sp., Holotyp, Berrias, Gartenau, Probe Ga 53, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5163.

Fig. 7: *Syringocapsa coronata* n. sp., Holotyp, Berrias, Gartenau, Probe Ga 53, Maßstab: 100 Mikron.

Fig. 8: *Syringocapsa* sp. cf. *S. coronata* Forma 1, Tithon, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5327.

Fig. 9: *Syringocapsa* sp. cf. *S. coronata* Forma 1, Tithon, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron.

Fig. 10: *Syringocapsa* sp. cf. *S. coronata* Forma 2, Berrias, Gartenau, Probe Ga 48, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5328.

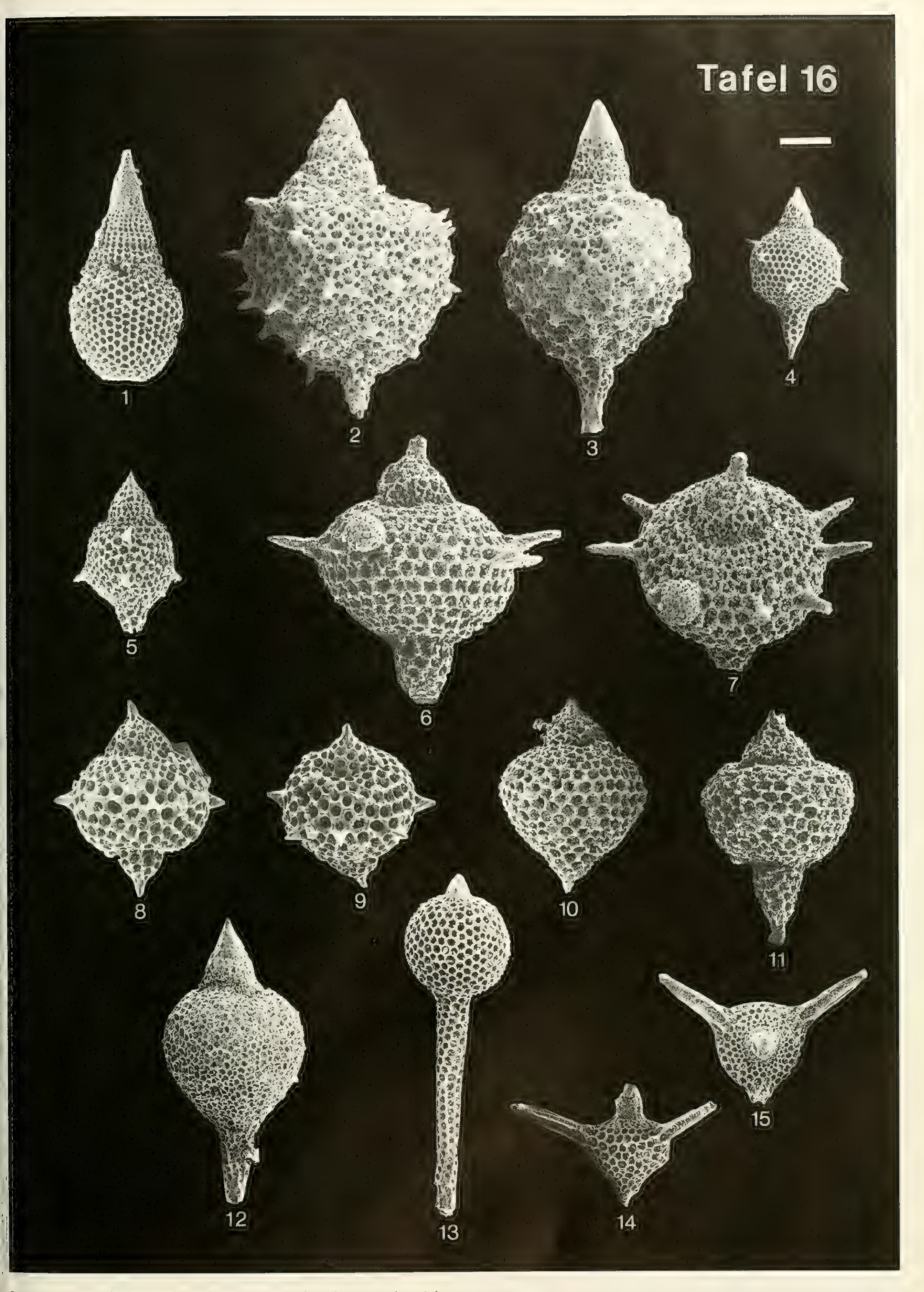
Fig. 11: *Syringocapsa* sp. cf. *S. coronata* Forma 3, Berrias, Gartenau, Probe Ga 53, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5329.

Fig. 12: *Syringocapsa* sp. A, Oberberrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5330.

Fig. 13: *Syringocapsa bulbosa* n. sp., Holotyp, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5159.

Fig. 14: *Syringocapsa* sp. B, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5331.

Fig. 15: *Syringocapsa* sp. B, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron.



STEIGER, T.: Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereichs

Tafel 17

Fig. 1: *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, Oxford – Kimmeridge ? – Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5332.

Fig. 2: *Parapodocapsa furcata* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5132.

Fig. 3: *Parapodocapsa furcata* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5136.

Fig. 4: *Parapodocapsa furcata* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5134.

Fig. 5: *Sethocapsa cetia* FOREMAN, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5333.

Fig. 6: *Sethocapsa cetia* FOREMAN, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5334.

Fig. 7: *Sethocapsa cetia* FOREMAN, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5335.

Fig. 8: *Sethocapsa cetia* FOREMAN, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 63, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5336.

Fig. 9: *Sethocapsa polyedra* n. sp., Holotyp, Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5105.

Fig. 10: *Sethocapsa polyedra* n. sp., Paratyp, Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5106.

Fig. 11: *Sethocapsa leiostraca* FOREMAN, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5337.

Fig. 12: *Sethocapsa leiostraca* FOREMAN, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe TR 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5388.

Fig. 13: *Sethocapsa trachyostraca* FOREMAN, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5339.

Fig. 14: *Sethocapsa uterculus* (PARONA), Tithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5340.

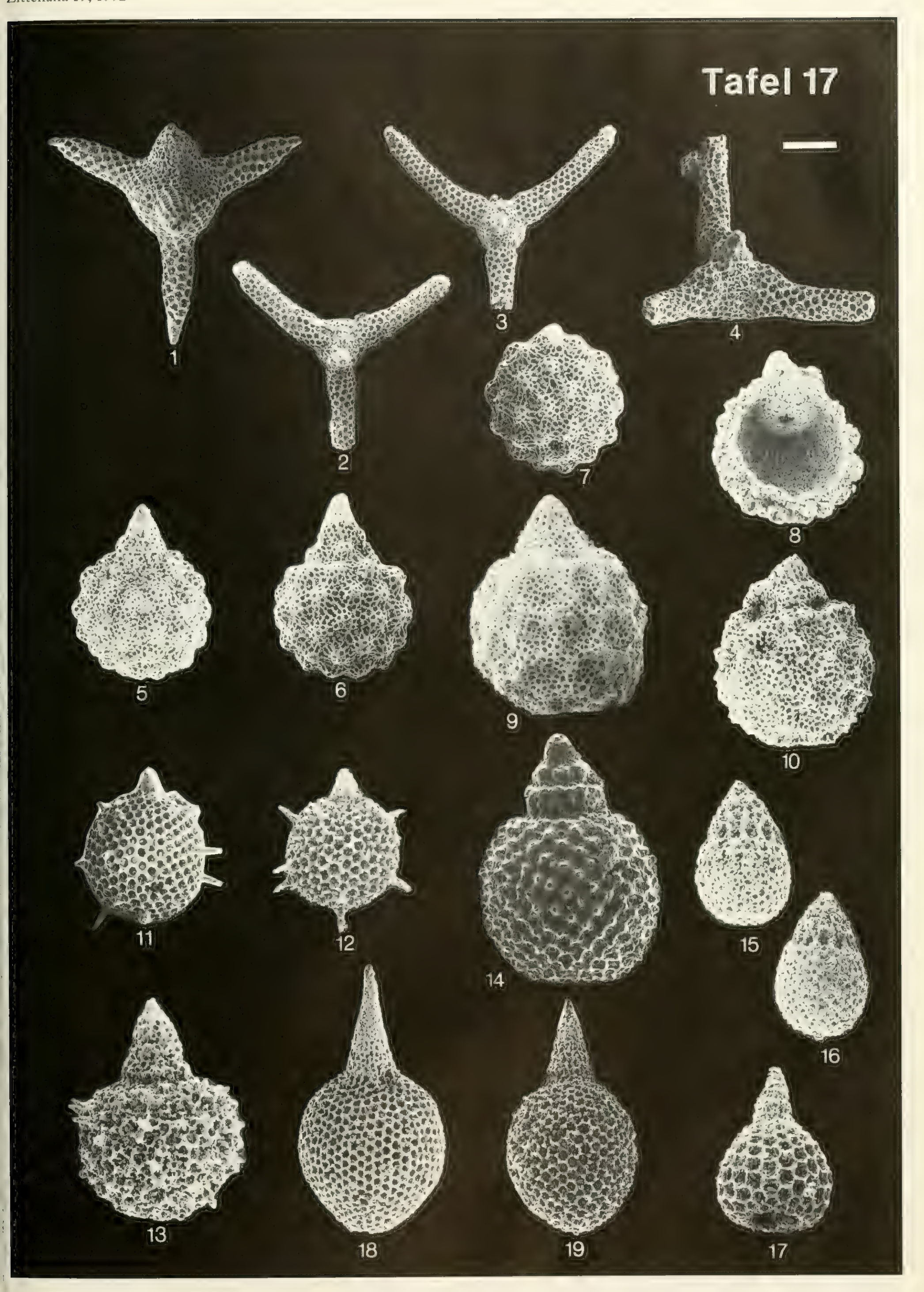
Fig. 15: *Sethocapsa accincta* n. sp., Paratyp, Oxford ? – Mitteltithon, Trattberg, Probe TE 1, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5118.

Fig. 16: *Sethocapsa accincta* n. sp., Holotyp, Oxford ? – Mitteltithon, Trattberg, Probe Ee 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5117.

Fig. 17: *Sethocapsa globosa* RÜST, Oxford ? – Tithon, Trattberg, Barmsteinkalk-Bank B 1, Probe T, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5341.

Fig. 18: *Sethocapsa dorysphaeroides* NEVIANI, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 53, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5342.

Fig. 19: *Sethocapsa dorysphaeroides* NEVIANI, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe Ee 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5343.



STEIGER, T.: Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereichs

Tafel 18

Fig. 1: *Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus* (RÜST), Oxford ? Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5344.

Fig. 2: *Mirifusus mediodilatatus mediodilatatus* (RÜST), Oxford ? Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5345.

Fig. 3: *Mirifusus mediodilatatus minor* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5346.

Fig. 4: *Mirifusus mediodilatatus minor* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 45, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5347.

Fig. 5: *Mirifusus mediodilatatus globosus* n. ssp., Paratyp, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TR 4b, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5101.

Fig. 6: *Mirifusus mediodilatatus globosus* n. ssp., Holotyp, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TR 4b, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5100.

Fig. 7: *Mirifusus guadalupensis* PESSAGNO, Oxford – Kimmeridge ?, Trattberg, Barmsteinkalk-Bank B1, Probe T, Maßstab: 100 Mikron, 5348.

Fig. 8: *Spongocapsula palmerae* PESSAGNO, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5349.

Fig. 9: *Spongocapsula perampla* (RÜST), Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5350.

Fig. 10: *Obesacapsula morroensis* PESSAGNO, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5381.

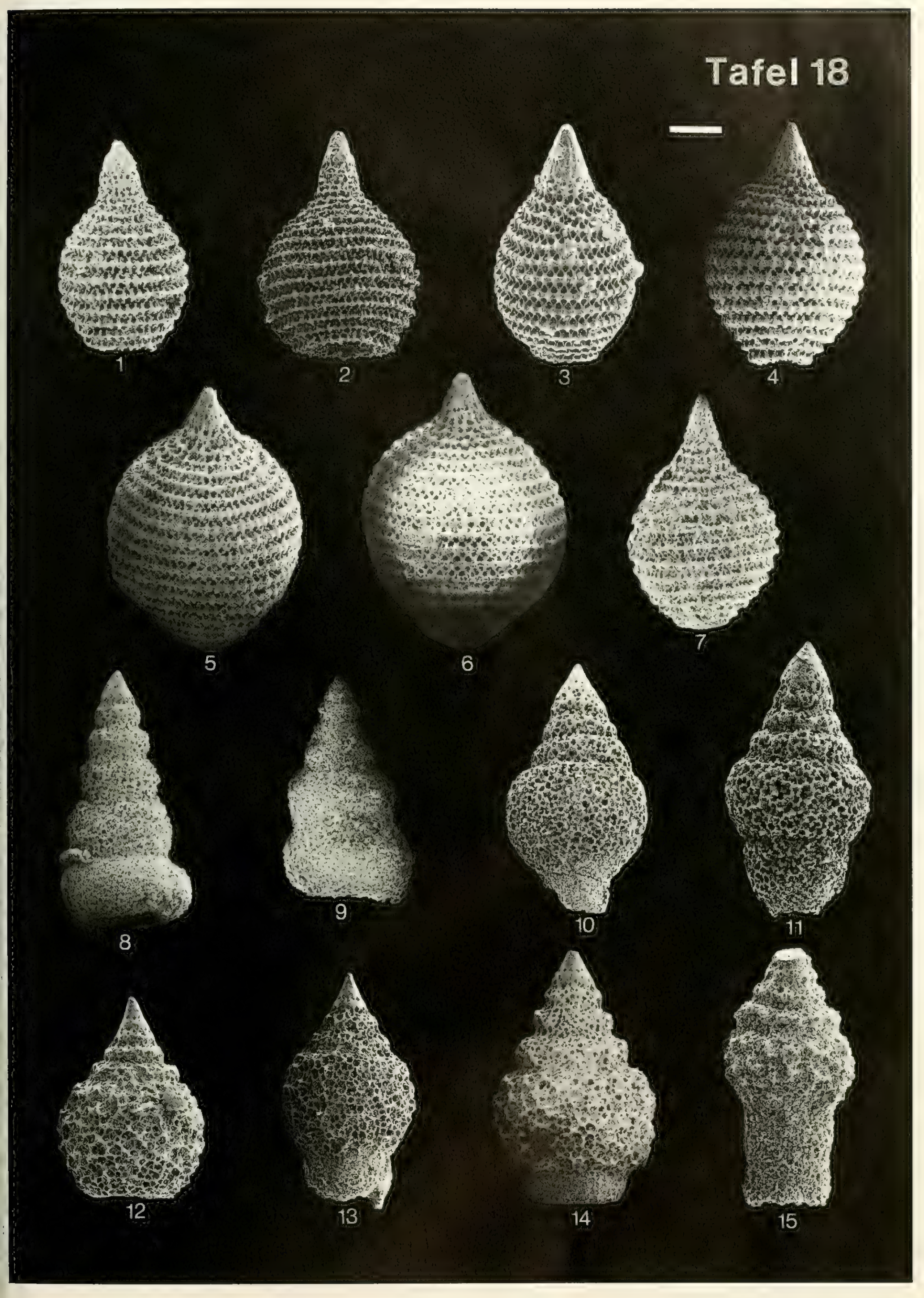
Fig. 11: *Obesacapsula morroensis* PESSAGNO, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe Ee 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5352.

Fig. 12: *Obesacapsula rusconensis* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5353.

Fig. 13: *Obesacapsula rusconensis* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5354.

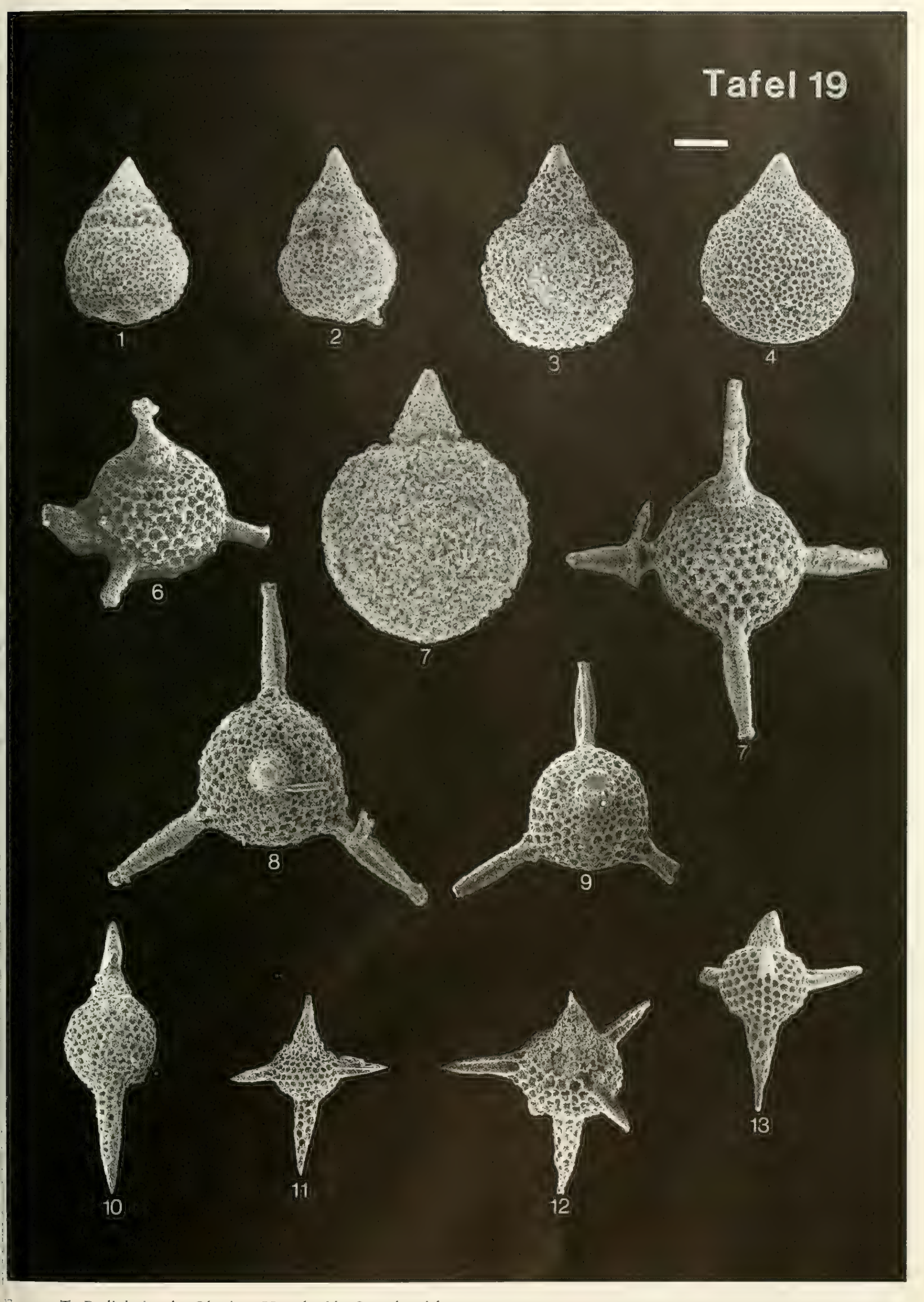
Fig. 14: *Obesacapsula rusconensis* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5355.

Fig. 15: *Obesacapsula rusconensis* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5386.


Tafel 18
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Tafel 19

Fig. 1: *Obesacapsula rotunda* (HINDE), Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 63, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5357.
Fig. 2: *Obesacapsula rotunda* (HINDE), Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5358.
Fig. 3: *Obesacapsula bullata* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5113.
Fig. 4: *Obesacapsula bullata* n. sp., Paratyp, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5114.
Fig. 5: *Obesacapsula bullata* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5111.
Fig. 6: *Podocyrtis concentrica* n. sp., Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5431.
Fig. 7: *Podocyrtis concentrica* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Schrambach, Probe Sb 28, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5123.
Fig. 8: *Podocyrtis concentrica* n. sp., Holotyp, Tithon – Berrias, Schrambach, Probe Sb 28, Maßstab: 100 Mikron.
Fig. 9: *Podocyrtis concentrica* n. sp., Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 51, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5432.
Fig. 10: *Theosyringium amaliae* (PANTANELLI), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 44, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5359.
Fig. 11: *Dibolachras chandrika* KOCHER, Oxford – Kimmeridge ?, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5360.
Fig. 12: *Podobursa triacantha triacantha* (FISCHLI), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5361.
Fig. 13: *Podobursa triacantha triacantha* (FISCHLI), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 63, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5362.


Tafel 19
1
2
3
4
6
7
7
8
9
10
11
12
13

Tafel 20

Fig. 1: *Podobursa triacantha tetraradiata* n. ssp., Paratyp, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5139.

Fig. 2: *Podobursa triacantha tetraradiata* n. ssp., Holotyp, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 22, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5137.

Fig. 3: *Podobursa triacantha tetraradiata* n. ssp., Paratyp, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 44, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5138.

Fig. 4: *Podobursa triacantha hexaradiata* n. ssp., Holotyp, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5143.

Fig. 5: *Podobursa triacantha hexaradiata* n. ssp., Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5433.

Fig. 6: *Podobursa triacantha octaradiata* n. ssp., Holotyp, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe Ee 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5149.

Fig. 7: *Podobursa triacantha octaradiata* n. ssp., Holotyp, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe Ee 2, Maßstab: 100 Mikron.

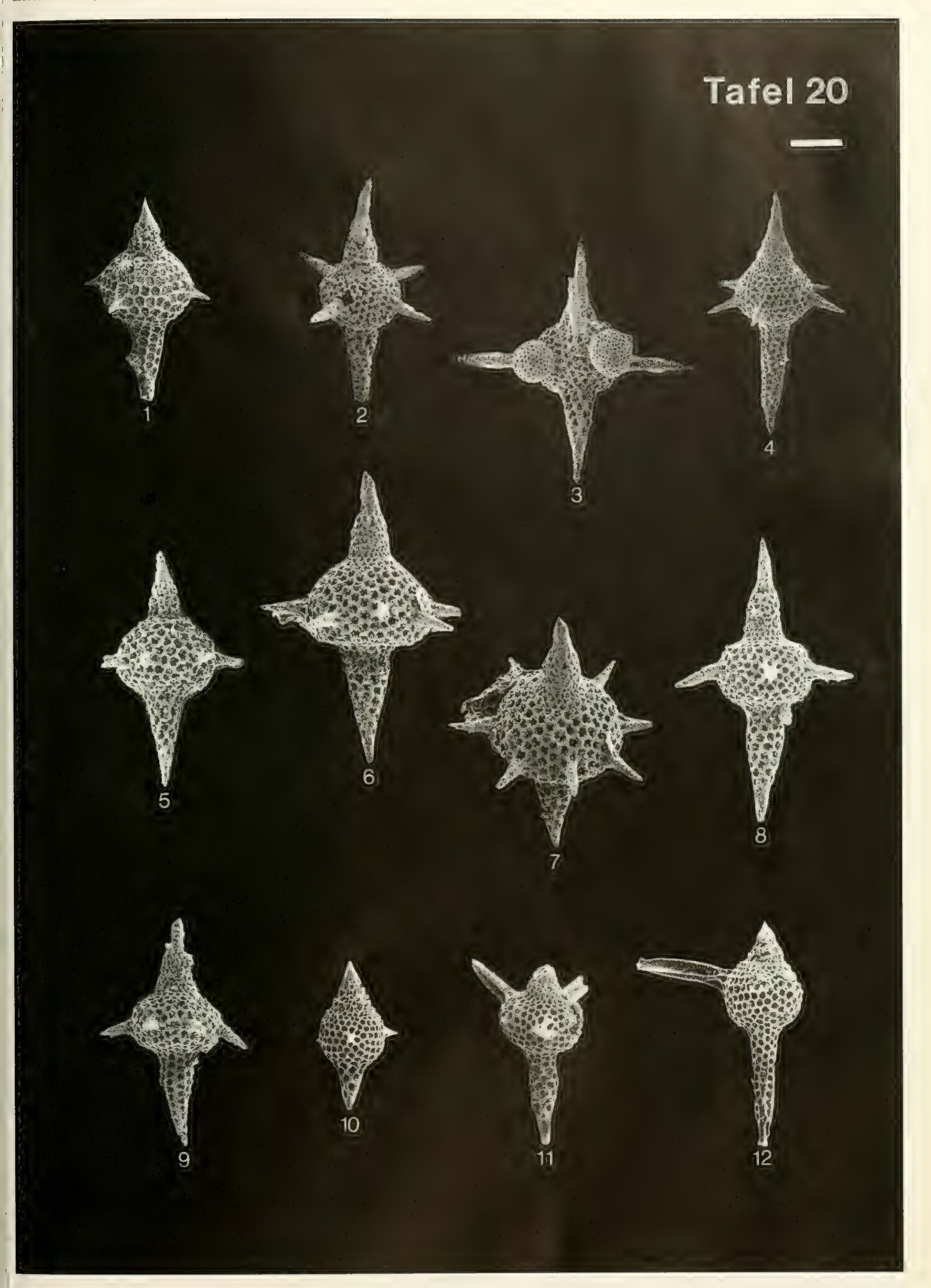
Fig. 8: *Podobursa helvetica* (RÜST), Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5363.

Fig. 9: *Podobursa helvetica* (RÜST), Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 5b, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5364.

Fig. 10: *Podobursa* sp. cf. *P. tetracola* FOREMAN, Tithon, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5365.

Fig. 11: *Podobursa* sp., Oxford ? – Obertithon, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5366.

Fig. 12: *Podobursa* sp., Oxford ? – Obertithon, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5367.



STEIGER, T.: Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereichs

Tafel 21

Fig. 1: *Katroma milloti* SCHAAF, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5368.

Fig. 2: *Katroma milloti* SCHAAF, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5269.

Fig. 3: *Katroma milloti* SCHAAF, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe TE 5a, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5370.

Fig. 4: *Katroma milloti* SCHAAF, Tithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5371.

Fig. 5: *Katroma milloti* SCHAAF, Tithon – Berrias, Schrambach, Probe Sb 28, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5372.

Fig. 6: *Katroma tetrastyla* n. sp., Holotyp, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5155.

Fig. 7: *Katroma* sp. A, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5373.

Fig. 8: *Katroma* sp. B, Tithon, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5374.

Fig. 9: *Katroma* sp. C, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 29, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5375.

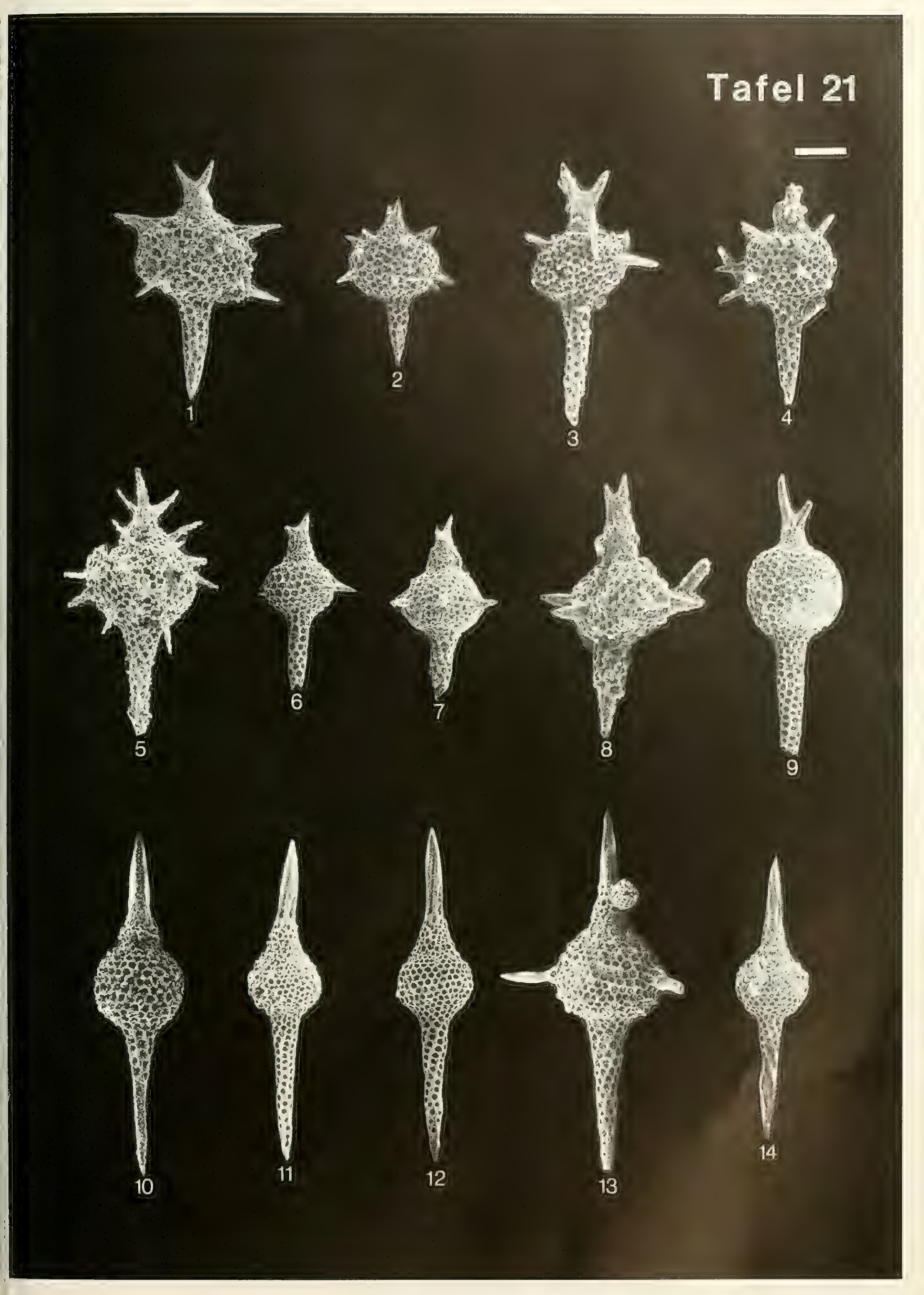
Fig. 10: *Favosyringium affine* (RÜST), Tithon – Berrias, Trattberg, Probe Ee 1b, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5376.

Fig. 11: *Favosyringium affine* (RÜST), Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5377.

Fig. 12: *Favosyringium affine* (RÜST), Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 44, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5378.

Fig. 13: *Favosyringium adversum* n. sp., Holotyp, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5169.

Fig. 14: *Favosyringium adversum* n. sp., Paratyp, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5170.


Tafel 21
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Tafel 22

Fig. 1: *Favosyringium quadriaculeatum* n. sp., Holotyp, Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5175.

Fig. 2: *Favosyringium quadriaculeatum* n. sp., Paratyp, Obertithon – Berrias, Schrambach, Probe Sb 28, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5179.

Fig. 3: *Favosyringium quadriaculeatum* n. sp., Paratyp, Obertithon – Berrias, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5434.

Fig. 4: *Favosyringium quadriaculeatum* n. sp., Paratyp, Obertithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 63, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5438.

Fig. 5: *Favosyringium quadriaculeatum* n. sp., Paratyp, Obertithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5180.

Fig. 6: *Favosyringium* sp. A, Tithon, Trattberg, Probe TE 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5379.

Fig. 7: *Favosyringium* sp. B, Obertithon, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5380.

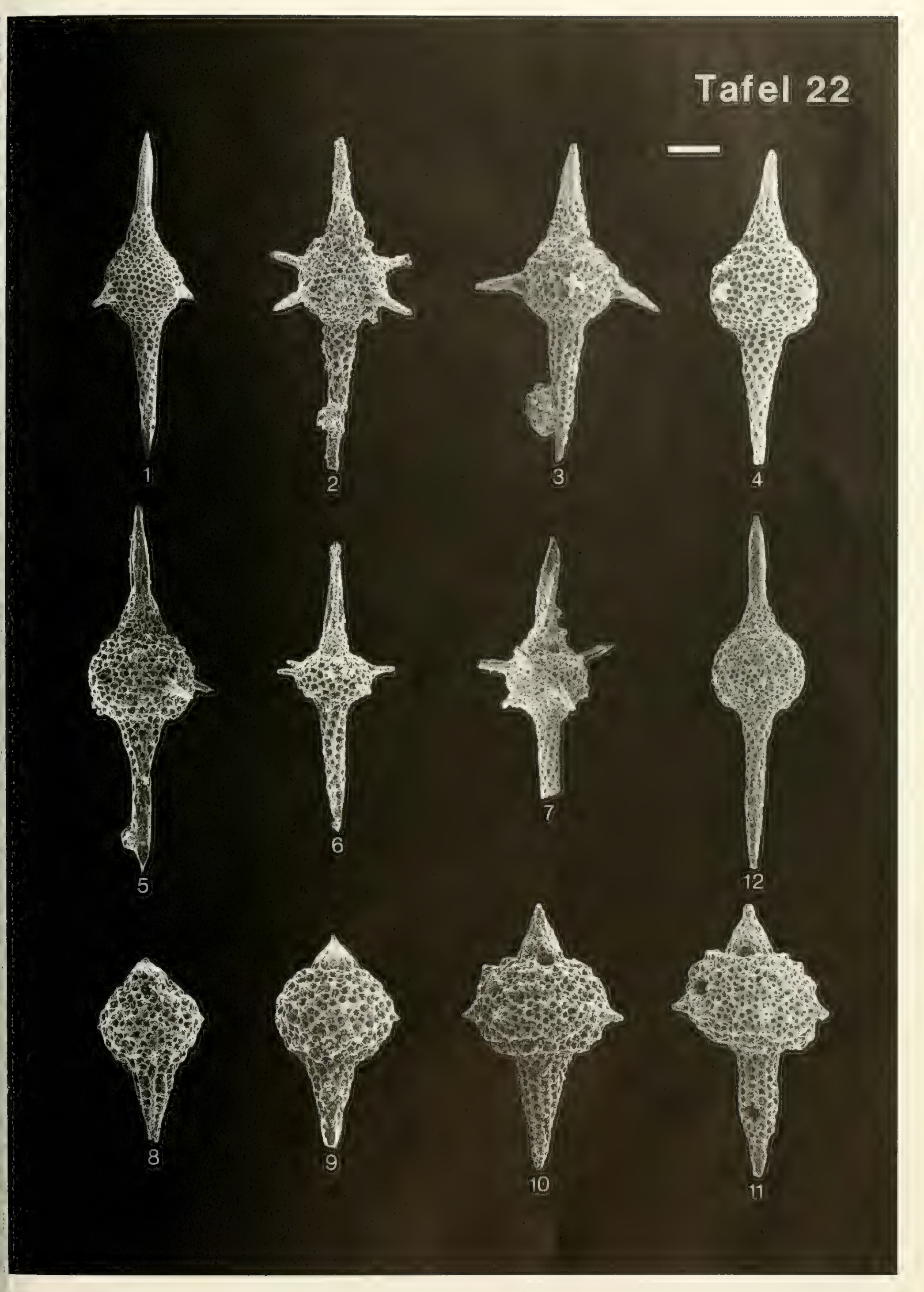
Fig. 8: *Collicyrtidium rubetum* n. sp., Holotyp, Unter- bis Mitteltithon, Trattberg, Probe Ee 1, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5129.

Fig. 9: *Collicyrtidium rubetum* n. sp., Paratyp, Unter- bis Mitteltithon, Trattberg, Probe Ee 1, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5131.

Fig. 10: *Helocingulum polylophium* (FOREMAN), Tithon, Trattberg, Probe Ee 2, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5381.

Fig. 11: *Helocingulum polylophium* (FOREMAN), Tithon, Trattberg, Probe TR 4, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5382.

Fig. 12: *Morosyringium limatum* (FOREMAN), Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 44, Maßstab: 100 Mikron, BSP Prot. Nr. 5383.


Tafel 22
1
2
3
4
5
6
7
12
8
9
10
11

Tafel 23

Fig. 1: *Parvicingula boesii* (PARONA), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5384.

Fig. 2: *Parvicingula boesii* (PARONA), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5385.

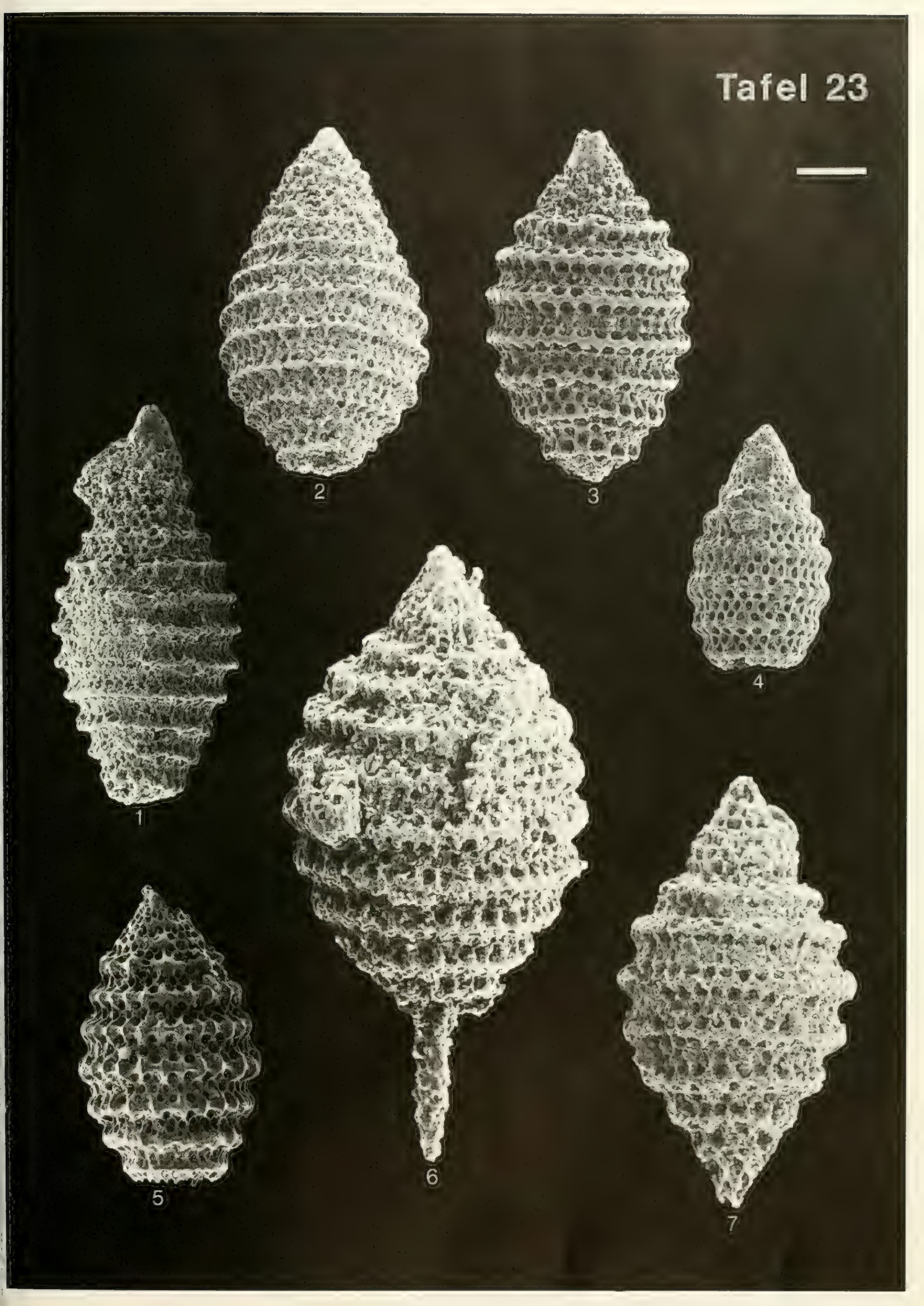
Fig. 3: *Parvicingula boesii* (PARONA), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5386.

Fig. 4: *Parvicingula boesii* (PARONA), Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 6, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5387.

Fig. 5: *Parvicingula boesii* (PARONA), Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5388.

Fig. 6: *Parvicingula boesii* (PARONA), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 23, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5389.

Fig. 7: *Parvicingula boesii* (PARONA), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 44, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5390.


Tafel 23
1
2
3
4
5
6
7

Tafel 24

Fig. 1: *Parvicingula sphaerica* n. sp., Holotyp, Berrias, Gartenau, Probe Ga 40, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5181.

Fig. 2: *Parvicingula sphaerica* n. sp., Paratyp, Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 50 Mikron.

Fig. 3: *Parvicingula procera* (PESSAGNO), Obertithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5391.

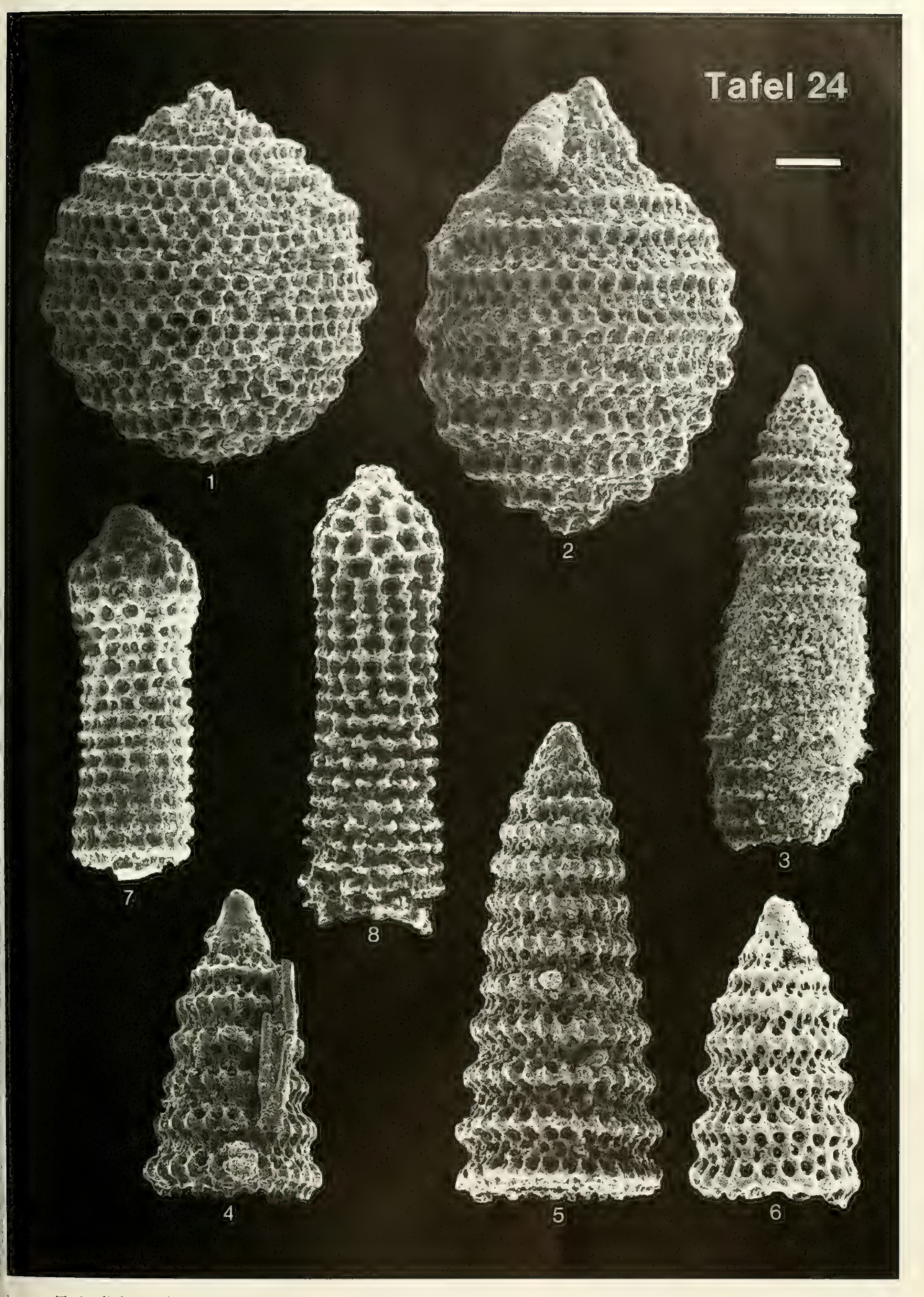
Fig. 4: *Parvicingula cosmoconica* (FOREMAN), Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5392.

Fig. 5: *Parvicingula cosmoconica* (FOREMAN), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5393.

Fig. 6: *Parvicingula cosmoconica* (FOREMAN), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5394.

Fig. 7: *Ristola cretacea* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5395.

Fig. 8: *Ristola cretacea* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 6, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5396.


Tafel 24
1
2
3
4
5
6
7
8

Tafel 25

Fig. 1: *Pseudodictyomitra carpatica* (LOZNYAK), Oxford – Kimmeridge ?, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 2, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5397.

Fig. 2: *Pseudodictyomitra carpatica* (LOZNYAK), Oxford – Kimmeridge ?, Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5398.

Fig. 3: *Pseudodictyomitra carpatica* (LOZNYAK), Oxford – Kimmeridge ?, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 6, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5399.

Fig. 4: *Pseudodictyomitra depressa* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5400.

Fig. 5: *Pseudodictyomitra depressa* BAUMGARTNER, Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5401.

Fig. 6: *Pseudodictyomitra* sp., Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 19, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5402.

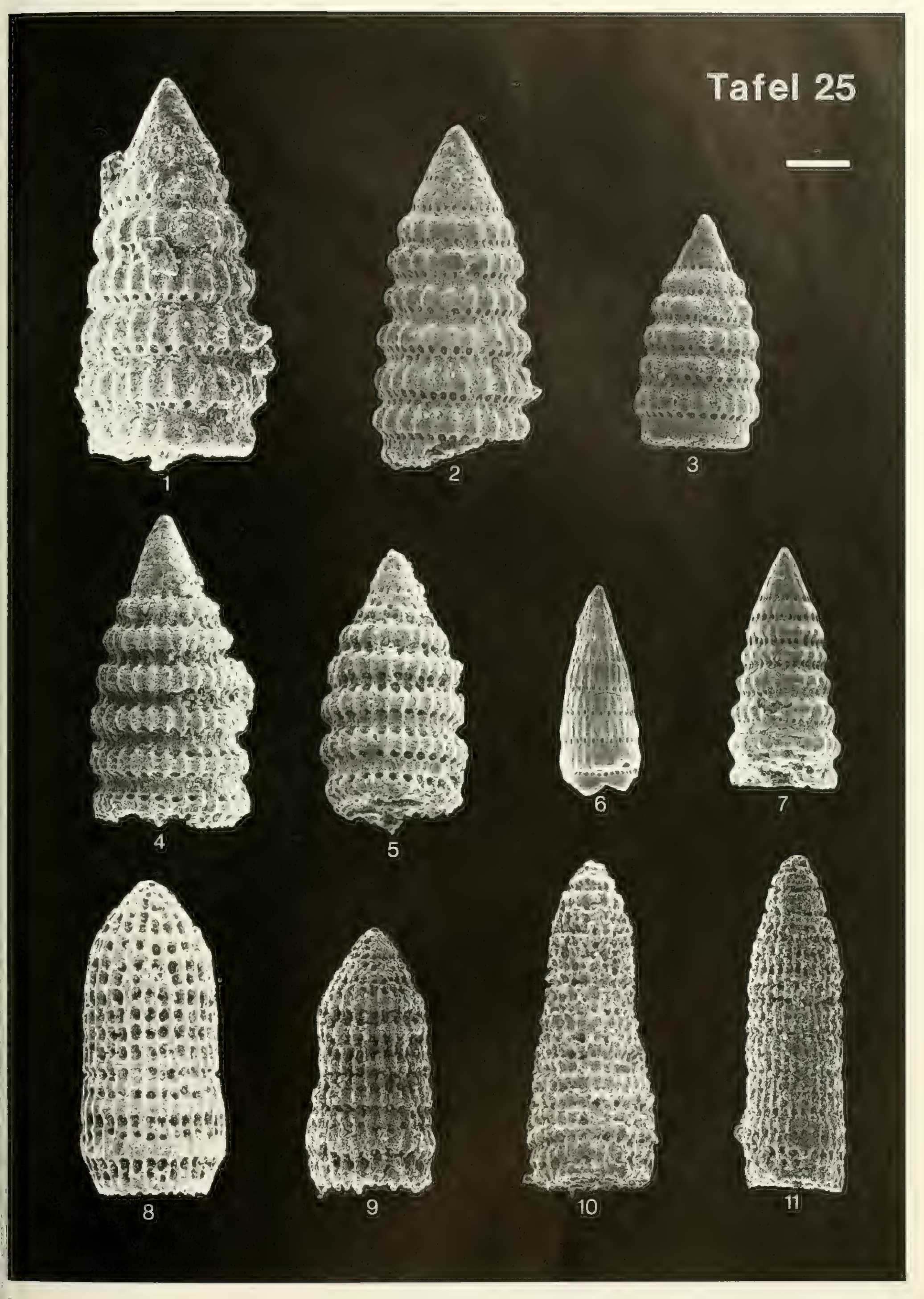
Fig. 7: *Pseudodictyomitra carpatica* (LOZNYAK), Oxford – Kimmeridge ?, Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 12, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5403.

Fig. 8: *Archaeodictyomitra apiaria* (RÜST), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5404.

Fig. 9: *Archaeodictyomitra apiaria* (RÜST), Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe TE 5 b, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5405.

Fig. 10: *Archaeodictyomitra excellens* (TAN SIN HOK), Tithon – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5406.

Fig. 11: *Archaeodictyomitra excellens* (TAN SIN HOK), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 55, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5407.


Tafel 25
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Tafel 26

Fig. 1: *Archaeodictyomitra vulgaris* PESSAGNO, Berrias – Untervalangin, Kaltenhausen, Probe Ka 19, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5408.

Fig. 2: *Archaeodictyomitra sliteri* PESSAGNO, Tithon, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5409.

Fig. 3: *Thanarla conica* (ALIEV), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5410.

Fig. 4: *Thanarla conica* (ALIEV), Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5411.

Fig. 5: *Thanarla conica* (ALIEV), Tithon – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 48, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5412.

Fig. 6: *Thanarla conica* (ALIEV), Tithon – Untervalangin, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5413.

Fig. 7: *Thanarla praeveneta* PESSAGNO, Berrias – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5414.

Fig. 8: *Thanarla* sp., Oberberrias – Untervalangin, Gartenau, Probe Ga 55, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5415.

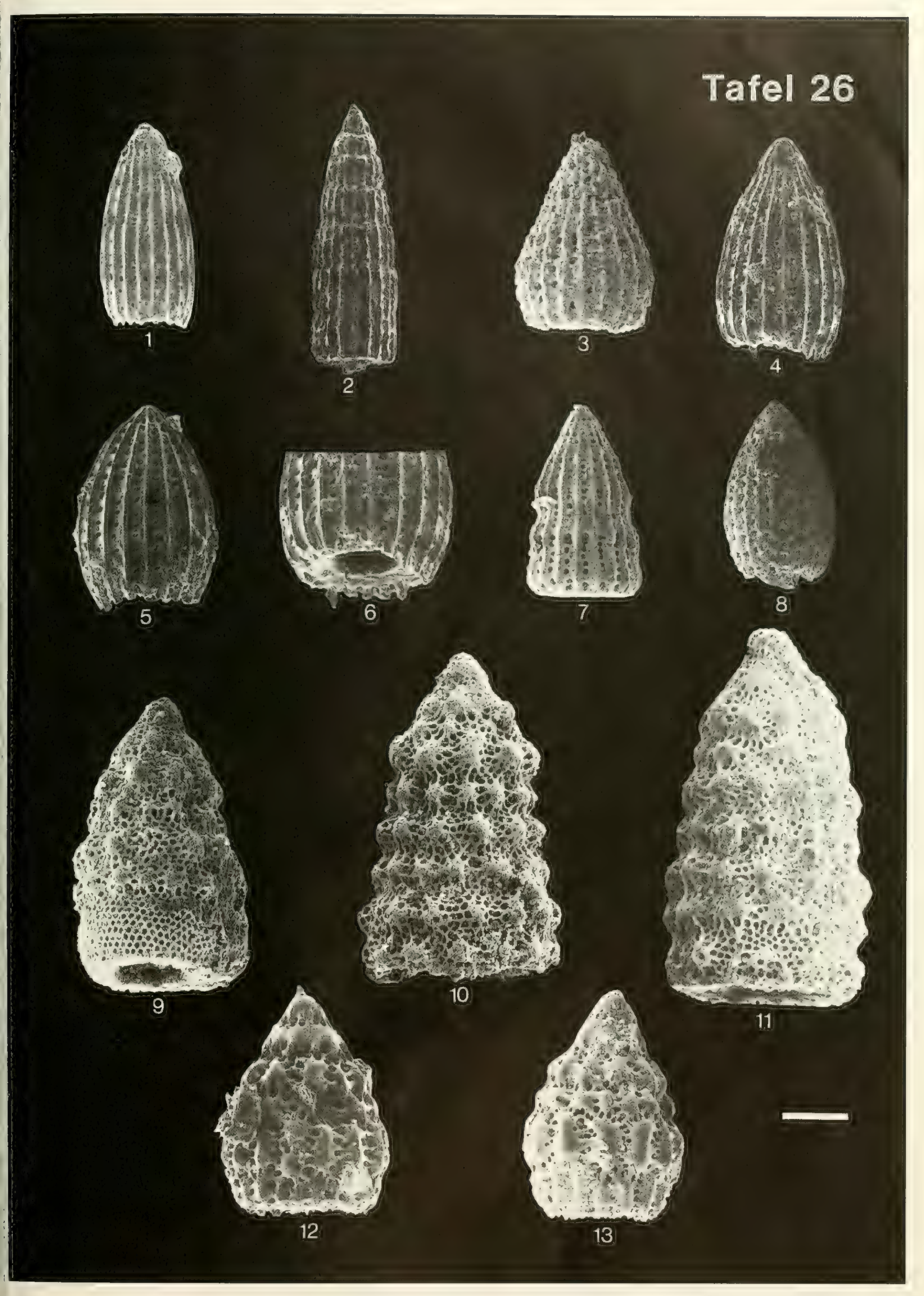
Fig. 9: *Xitus spicularius* (ALIEV), Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 6, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5416.

Fig. 10: *Xitus spicularius* (ALIEV), Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 4, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5417.

Fig. 11: *Xitus spicularius* (ALIEV), Tithon – Untervalangin, Marktschellenberg, Probe MS 6, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5418.

Fig. 12: *Xitus* sp., Tithon – Berrias, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5419.

Fig. 13: *Xitus* sp., Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 31, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5420.


Tafel 26
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Tafel 27

Fig. 1: *Archicorys pulchella* RÜST, Tithon, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5421.

Fig. 2: *Protunuma fusiformis* ICHIKAWA & YAO, Mittel- bis Obertithon, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5422.

Fig. 3: *Protunuma fusiformis* ICHIKAWA & YAO, Mittel- bis Obertithon, Trattberg, Probe S 12, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5423.

Fig. 4: *Protunuma* (?) sp. A, Berrias, Gartenau, Probe Ga 47, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5424.

Fig. 5: *Protunuma* (?) sp. B, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5425.

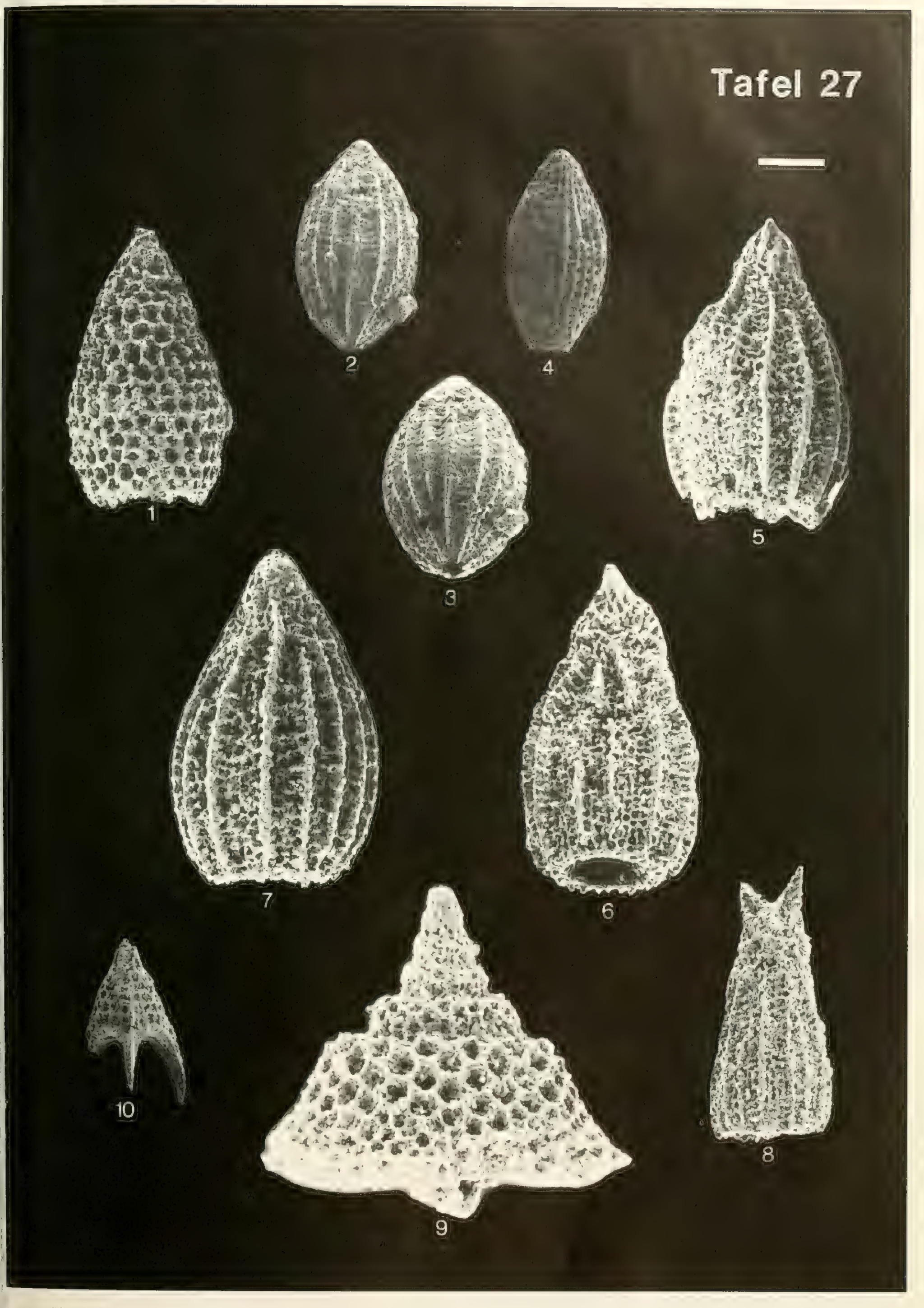
Fig. 6: *Protunuma* (?) sp. B, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 43, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5426.

Fig. 7: *Protunuma* (?) sp. B, Tithon – Berrias, Kaltenhausen, Probe Ka 7, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5427.

Fig. 8: *Protunuma* (?) sp. B, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 25, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5428.

Fig. 9: *Andromeda podbielensis* (OZVOLDOVA), Oxford ?, Kimmeridge – Tithon, Trattberg, Barmsteinkalk-Bank B 1, Probe T, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5429.

Fig. 10: *Napora pyramidalis* BAUMGARTNER, Tithon – Berrias, Gartenau, Probe Ga 39, Maßstab: 50 Mikron, BSP Prot. Nr. 5430.


Tafel 27
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10







Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie

20

Mikropaläontologie-Festschrift

zum
65. Geburtstag von Herbert Hagn

und zum
60. Geburtstag von Dietrich Herm



MÜNCHEN 1993

Zitteliana	20	418 Seiten	66 Tafeln	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627



Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie

20

Mikropaläontologie-Festschrift
zum
65. Geburtstag von Herbert Hagn
und zum
60. Geburtstag von Dietrich Herm



MÜNCHEN 1993

Zitteliana	20	418 Seiten	66 Tafeln	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Der Druck dieser Festschrift wurde ermöglicht durch finanzielle Unterstützung von:

BEB Erdgas und Erdöl GmbH, Hannover
Dr. Robert Darga, Rosenheim
Dr. Hans Ebensberger, Bad Schwalbach
Dr. Franz Elstner, Burgdorf
Freunde der Bayerischen Staatssammlung für
Paläontologie und historische Geologie, München e. V.
Prof. Dr. Ekkehard Herrig, Greifswald
Prof. Dr. Axel von Hillebrandt, Berlin
Priv.-Doz. Dr. Richard Höfling, München
Dr. Bernt Hoepfner, Düsseldorf
Frau Dipl.-Geol. Beate Kaiser-Weidich, Mering
Prof. Dr. Helmut Keupp, Berlin
Dr. Ivan und Dr. Sandrine de Klasz, Nizza
Dr. Ingrid Knoth, München
Frau Antonie Krug-Traub, München
Prof. Dr. Erlend Martini, Frankfurt am Main
Dr. Sybille Noé, Bremen
Dr. Felix Schlagintweit, München
Dr. Franz Xaver Traub, München
Dr. Wolfgang Weiß, Hannover
Dr. Walter Wenger, München
Dr. Winfried Werner, München

Schriftleitung und Koordination:
Dr. Winfried Werner

Herausgegeben von der
Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie, München

ISSN 0373-9627

Druck- und Verlag Gebr. Geiselberger,
Altötting

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	3–4	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627



Prof. Dr. Herbert Hagn
zum 65. Geburtstag am 9. Juni 1992



Prof. Dr. Dietrich Herm
zum 60. Geburtstag am 18. Januar 1993

VORWORT

Die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie legt mit diesem 20. Band ihrer Abhandlungen, Zitteliana, eine Festschrift zu Ehren von HERBERT HAGN und DIETRICH HERM vor. Initiiert wurde sie vom Nachfolger Professor HAGNS, Herrn Prof. Dr. KONRAD F. WEIDICH, der im August 1991 dessen Nachfolge als Professor für Mikropaläontologie am Universitätsinstitut für Paläontologie und historische Geologie angetreten und zugleich in dieser Funktion auch die Leitung der Mikropaläontologischen Sammlung der Bayerischen Staatssammlung übernommen hatte. Der Tod von Herrn Professor WEIDICH, der am 10. November 1992 nach kurzer, schwerer Krankheit im Alter von nur 40 Jahren starb, bedeutete für beide Institutionen einen schweren Verlust.

Anlaß zu dieser Festschrift sind der 65. Geburtstag von Herrn Prof. Dr. HERBERT HAGN am 9. Juni 1992 und der 60. Geburtstag von Herrn Prof. Dr. DIETRICH HERM am 18. Januar 1993. Gemäß der Münchner Tradition sind beide Jubilare seit Jahrzehnten sowohl mit dem Universitätsinstitut als auch mit der Staatssammlung eng verbunden und haben in Lehre und Forschung die Geschicke beider Institutionen entscheidend mitbestimmt.

Die wissenschaftliche Laufbahn von HERBERT HAGN begann schon während seiner Münchner Studienzeit mit einer 1949 veröffentlichten Abhandlung „Zur Paläogeographie und Mikropaläontologie des oberbayerischen Paleozänflysches". Die Mikropaläontologie und die Paläogeographie der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes sollten für die kommenden Forschungen HERBERT HAGNS das bestimmende Thema bleiben, wie das auch in seiner Dissertation von 1952, Helvetikum und Flysch von Neubeuern am Inn, zum Ausdruck kommt. Es folgten 1955 die Habilitation und 1962 die Ernennung zum

Professor und Abteilungsvorsteher für Mikropaläontologie am Universitätsinstitut für Paläontologie und historische Geologie in München. In den fast 40 Jahren als Hochschullehrer hat er über 80 Diplomanden und Doktoranden betreut und mehr als 170 wissenschaftliche Arbeiten veröffentlicht. In den letzten Jahren hat er sich auch mit archäometrischen Untersuchungen beschäftigt und sich in der Keramikforschung und Stadtarchäologie Anerkennung erworben.

Schon früh hatte Prof. HAGN begonnen, als unentbehrliche Basis für seine paläontologischen Forschungen eine mikropaläontologische Sammlung aufzubauen. Ja, er hat die Mikropaläontologie an der Staatssammlung eigentlich neu begründet, da nahezu alle Bestände der alten Sammlung im Zweiten Weltkrieg 1944 vernichtet worden waren. In seiner Amtszeit hat er die Mikropaläontologische Sammlung zu einem heutigen Bestand von mehreren zehntausend Sammlungsposten aufgebaut. Nicht nur wertvolles Belegmaterial und Typen zu seinen Arbeiten und denen seiner Schüler, sondern auch Vergleichsmaterial von Typlokalitäten und Referenzprofilen aus aller Welt machen sie heute zu einer der bedeutendsten mikropaläontologischen Sammlungen überhaupt. Alle Gruppen der Mikropaläontologie, in erster Linie Foraminiferen, aber auch Ostrakoden und andere Evertebratenreste, sowie zahlreiche Fossil- und Faziesbelege in Form von Gesteinsdünnschliffen bauen diese Sammlung auf. Sein Nachfolger, Prof. WEIDICH, äußerte einmal begeistert: „Diese Sammlung ist ein Schatz!“ Die Bayerische Staatssammlung ist Herrn Professor HAGN für dieses großartige Werk, ein international bedeutsames Dokumentationszentrum der Mikropaläontologie geschaffen zu haben, zu großem Dank verpflichtet.

Unser zweiter Jubilar, DIETRICH HERM, schloß 1957 das Geologiestudium an der Technischen Hochschule München ab, wechselte dann aber zur Ludwig-Maximilians-Universität über und wurde Doktorand beim damaligen Privat-Dozenten Dr. HERBERT HAGN. Sein Dissertationsthema lautete: „Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und im Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg)“. Der Promotion im Jahr 1960 folgte der Eintritt in eine Konservatorenlaufbahn an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie. Ein Aufenthalt in Chile von 1963 bis 1965 als Gastprofessor an der Staatsuniversität in Santiago de Chile lenkte seine Aufmerksamkeit auch auf das Pliozän und Pleistozän der Pazifikküste. Er brachte von hier umfangreiches Fossilmaterial, insbesondere Molluskenfaunen, nach München zurück, die zur Grundlage seiner Habilitationsschrift wurden, veröffentlicht im Jahr 1969 als Band 2 dieser Zeitschrift, Zitteliana.

1971 folgte der damalige Oberkonservator Dr. HERM einem Ruf an die Universität Tübingen auf den Lehrstuhl für Stratigraphie und Mikropaläontologie. Er war dort auch stellvertretender Leiter des Sonderforschungsbereichs „Palökologie“. Mit seiner Berufung auf den Lehrstuhl für Paläontologie und historische Geologie an die Ludwig-Maximilians-Universität München und seine gleichzeitige Ernennung zum Direktor der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie im Jahr 1976 setzte er die nunmehr 150-jährige Münchner Tradition des engen Verbundes von Universitätsinstitut und Staatssammlung fort und steht in einer Reihe mit seinen Amtsvorgängern RICHARD DEHM, JOACHIM SCHRÖDER, KARL BEURLEN, FERDINAND BROILI, AUGUST ROTHPLETZ, KARL ALFRED VON ZITTEL, ALBERT OPPEL und ANDREAS WAGNER.

1981 wurde Professor HERM zum ordentlichen Mitglied der Bayerischen Akademie der Wissenschaften gewählt. 1984/85 diente er der Fakultät für Geowissenschaften als Dekan und wurde 1986 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft als Mitglied in den Senatsausschuß für Sonderforschungsbereiche berufen. Zu seiner Doppelfunktion als Institutsleiter und Sammlungsdirektor kam im August 1992 noch die Leitung der Generaldirektion der Staatlichen Naturwissenschaftlichen Sammlungen Bayerns. Als ein Schock für uns alle kam ein schwerer Unfall im September 1992, der ihn monatelang aufs Krankenlager warf. Glücklicherweise erholte er sich von seinen schweren Verletzungen erstaunlich rasch, so daß er am 5. Februar 1993 in recht guter Verfassung am Festkolloquium teilnehmen konnte, das Institut und Staatssammlung für Herrn Professor HAGN und ihn veranstaltet hatten.

Beide Jubilare, HERBERT HAGN und DIETRICH HERM, haben sich um die Paläontologie und historische Geologie an Institut und Staatssammlung in Forschung und Lehre bleibende Verdienste erworben. In respektvoller Anerkennung ihrer Leistung verdankt ihnen die internationale Wissenschaft, insbesondere die Mikropaläontologie, wichtige Impulse und Fortschritte. Der vorliegende Festband mit Beiträgen ihrer Schüler, sowie ihrer Freunde und Fachkollegen aus aller Welt soll hierfür ein Zeichen sein.

Dr. PETER WELLNHOFER
Hauptkonservator
und stellvertretender Direktor der Staatssammlung

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	5–6	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

LAUDATIONES*)

Der Aufforderung, die Laudationes für Herrn Prof. HAGN und Herrn Prof. HERM zu schreiben, komme ich gerne nach, da ich einerseits so wie auch Herr HERM einer der ersten Doktoranden von Herrn HAGN gewesen bin, und andererseits studierten Herr HERM und ich nicht nur zur gleichen Zeit, sondern wir führten unsere Diplom- und Doktorarbeiten im gleichen Gebiet durch und hatten die Diplom- und Doktorprüfung am gleichen Tag.

Es ist schwierig Laudationes zu schreiben, die alle Verdienste der zu Feiernden einschließen. Ich möchte versuchen, einige mir besonders wichtig erscheinende oder besonders herausragende Leistungen im wissenschaftlichen Leben von Herrn HAGN und Herrn HERM zu erwähnen und diese mit persönlichen Erinnerungen verflechten. Die Laudationes werden deshalb unvollständig bleiben und ich bitte mir zu verzeihen, wenn ich vielleicht auch Wichtiges weglasse. Eigentlich müßte ich zwei Laudationes schreiben und so weit wie möglich möchte ich beide miteinander verbinden.

Als ich Herrn Professor HAGN in der zweiten Hälfte der 50er Jahre richtig kennenlernte und auch Vorlesungen bei ihm hörte, war er bereits ein angesehener Wissenschaftler und wir, d. h. Herr HERM und ich, Studenten nach dem Vordiplom, die eigentlich noch nicht so recht wußten, in welchem Fachgebiet sie ihr Studium abschließen wollten.

Bereits 1950, im Alter von 23 Jahren, legte Herr HAGN die Diplomprüfung ab und noch früher erschien die erste Publikation, der laufend weitere folgten. 1952 promovierte Herr HAGN, im gleichen Jahr, in dem Herr HERM und ich unser Studium begannen. An die Habilitation von Herrn HAGN im Jahr 1955 kann ich mich noch sehr gut erinnern, bei der er vehement die von ihm aufgestellten Thesen verteidigte. Ein Jahr später begannen Herr HERM und ich mit der Kartierung für unsere Diplomarbeiten. Der Auslöser für diese Arbeiten war eine 1954 von Herrn HAGN publizierte mikropaläontologische Arbeit, auf die mich während eines Praktikums bei der Mobiloil Herr OSCHMANN aufmerksam machte. Auf einer Exkursion, an der auch Herr OSCHMANN teilnahm, hatte Herr HAGN Mikroproben im Becken von Reichenhall und Salzburg genommen und diese wissenschaftlich ausgewertet. Die Mobiloil war nun daran interessiert, dieses Gebiet kartieren zu lassen. Da das Gesamtgebiet für eine Kartierung zu groß war, sah ich mich nach einem Kommilitonen um, der mit mir zusammen bereit war, in diese Kartierung einzusteigen, und das war Herr HERM. Nun brauchten wir noch einen Betreuer für unsere geplanten Diplomarbeiten und dazu war Herr Prof. SCHMIDT-THOMÉ bereit. Das Geologische Institut der Technischen Universität war zu dieser Zeit gerade gegründet worden und so wechselten wir zur TU über. Nun ging es darum, wer kartiert welches Gebiet, wobei wir das Gesamtgebiet in den in Deutschland liegenden Teil und den in Österreich liegenden Teil aufteilten. Durch Wurf einer Münze entschieden wir, wer wo kartieren sollte. Auf Herrn HERM traf der in Deutschland und auf mich der in Österreich liegende Teil. Diese durch eine Münze hervorgerufene Entscheidung hatte dann in der Zukunft erhebliche Konsequenzen für unseren wissenschaftlichen Werdegang. Ende 1957 schlossen wir das Diplom ab und beschlossen, in den gleichen Gebieten Dissertationen durchzuführen. Für die Dissertationen teilten wir das von uns kartierte Gebiet in Gosau, also Oberkreide, und Alttertiär. Da Herr HERM im deutschen Anteil mehr Gosau kartiert hatte und ich im österreichischen Anteil mehr Alttertiär, kamen wir überein, daß Herr HERM die Gosau und ich das Alttertiär bearbeiten sollten. Diese Entscheidung hatte sehr wesentlichen Einfluß auf unseren wissenschaftlichen Werdegang und ist auch heute noch von Bedeutung. Während unserer Kartierungen hatten wir zahlreiche Mergelproben genommen, diese jedoch für die Diplomarbeiten noch nicht ausgewertet. Das war auch ohne die Hilfe von Herrn HAGN nicht möglich, der sofort bereit war, unsere Dissertationen zu betreuen. Wir siedelten also wieder zur Universität über. So wurden wir also Schüler von Herrn HAGN, der uns mit viel Geduld betreute und uns seine unter großem Arbeitseinsatz aufgebaute Sammlung zugänglich machte, ohne die wir damals viele Probleme nicht hätten lösen können. Das gleiche gilt für die Literatur, die er uns zur Verfügung stellte.

Aber wir waren ja nicht seine einzigen Schüler. Über 80 Diplomanden und Doktoranden betreute er in den rund 40 Jahren seiner Tätigkeit als Hochschullehrer.

1960 schlossen wir unsere Dissertationen ab. Im gleichen Jahr publizierte Herr HAGN eine seiner besonders wichtigen Arbeiten, es sind ja inzwischen an die 170 Publikationen, und zwar über die Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum. In dieser über 200 Seiten zählenden Arbeit faßte er die bis dahin vor allem durch mikropaläontologische Untersuchungen erzielten Ergebnisse zusammen. Was wären Helvetikum und Molasse ohne die Arbeiten von Herrn HAGN? Erst durch seine Publikationen konnten viele stratigraphische, paläogeographische und tektonische Fragen und Probleme geklärt werden. Da der Druck dieser Arbeit relativ viel Zeit beanspruchte und Herr HAGN während dieser Zeit besonders aktiv forschte und er diese Ergebnisse noch in die Arbeit einbringen wollte, konnte er diese Ergebnisse nur noch in Fußnoten unterbringen. Es sind über 100 Fußnoten, manchmal sind sie länger als der eigentliche Text auf einer Seite. Wahrscheinlich hat Herr HAGN mit der Zahl der Fußnoten damals einen

*) Leicht abgeänderte Fassung der auf dem Festkolloquium am 5. Februar 1993 gehaltenen Laudationes.

Rekord aufgestellt, der eigentlich in das Guinness Buch aufgenommen werden sollte.

1960 war aber auch das Jahr, in dem wiederum für Herrn HERM und mich die Weichen für unsere weitere Zukunft gestellt wurden. Am Institut und der Sammlung waren eine Assistentenstelle und eine Konservatorenstelle zu besetzen. Herr HERM entschied sich für die Konservatorenstelle und ich erhielt die Assistentenstelle.

1962 wurde Herr HAGN zum Professor ernannt und am Ende des gleichen Jahres ging ich nach Berlin. In Berlin sah ich Herrn HAGN so manches mal, vor allem weil MAX RICHTER und später Herr LIEDHOLZ ihn mehrfach nach Berlin einluden, hauptsächlich um Diplomanden und Doktoranden der FU bei der Bestimmung von Mikrofossilien zu helfen, eine Tätigkeit, die allzu oft vergessen wird, viel Zeit beansprucht und für die eigene Forschung oft nur wenig bringt.

An dieser Stelle möchte ich auch ein Arbeitsgebiet erwähnen, dem Herr HAGN zahlreiche Arbeiten gewidmet hat und dessen Wichtigkeit von vielen Paläontologen aber auch Geologen noch nicht so richtig erkannt wurde: Die Geröllforschung. Viele paläogeographische Schlußfolgerungen wären ohne diese Arbeiten nicht möglich.

Aber es gibt noch weitere Fachgebiete auf denen Herr HAGN ein Spezialist ist und das ist unter anderem die Pilzkunde oder besser gesagt die Schwammerlkunde. Von einigen seiner Schüler wird behauptet, daß er sich zeitweise bei der Abnahme von Kartierungen mehr für die Pilze als für die Kartierung interessierte. Sehr gut kann ich mich an ein nettes Erlebnis während des 12. Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquiums 1971 in Rußland erinnern. Da entdeckte Herr HAGN im Gelände Parasolpilze und probierte roh ein Stück dieser Pilze. Das rief das helle Entsetzen der russischen Kollegen hervor, die offensichtlich keine guten Pilzkenner waren. Seine Kenntnisse in der Schwammerlkunde hat Herr HAGN ebenfalls bis zur Perfektion entwickelt, so wie alles, mit dem er sich intensiv beschäftigt. Um diese Gründlichkeit beneiden ihn viele Kollegen. Wir, seine Schüler, bemühten uns immer, seine Gründlichkeit zu erreichen, aber dies ist – so glaube ich – keinem von uns gelungen. Er hat immer Fehler in unseren Arbeiten gefunden, aber bei ihm gelang uns dies nur äußerst selten.

Aber Herr HAGN ist ja nicht nur Mikropaläontologe, sondern seit über 10 Jahren äußerst intensiv in der Keramikforschung tätig. Erst durch ihn lernte ich den Begriff der Archäometrie kennen. Auch auf diesem Gebiet hat er sich sehr schnell an die vorderste Front der Forschung gearbeitet, und ich möchte aus dem Vorwort für ein Buch von ihm zitieren, das er anläßlich einer Ausstellung seiner Funde veröffentlichte. In diesem Vorwort heißt es: „Seinem unermüdlichen Einsatz und dem seiner ehrenamtlichen Helfer ist es zu verdanken, daß ein wichtiges und schier unüberschaubares Fundmaterial gerettet und für die Forschung erhalten worden ist". Herr HAGN hat also auch auf diesem Forschungsgebiet bereits nach kurzer Zeit hohe Anerkennung erhalten.

Wie ging das nun mit Herrn HERM weiter. Von 1963 bis 1965 war er als Gastprofessor an der Universidad de Chile in Santiago de Chile tätig. Wissenschaftlich hat er sich während dieses Aufenthaltes in ein für ihn damals völlig neues Arbeitsgebiet eingearbeitet: Das Neogen und Quartär der Pazifikküste. Nach seiner Rückkehr nach München hat er sich dann 1968 mit einer Arbeit über die Ergebnisse dieser Forschungen habilitiert. Von seinen während seines Aufenthaltes in Chile erworbenen Kenntnissen über die Geologie und Paläontologie dieses Landes konnte auch ich profitieren, weil ich anschließend an der gleichen Universität tätig war. Ihm verdanke ich die Anregung, im chilenischen Jura zu arbeiten.

1971 erhielt Herr HAGN den Ruf auf den Lehrstuhl für Stratigraphie und Mikropaläontologie in Tübingen, aber bereits 1976 kehrte er nach München zurück.

Die Tätigkeit eines Hochschullehrers soll aus Lehre und Forschung bestehen. Vergessen wird dabei oft, daß viel Zeit ein weiteres Tätigkeitsfeld beansprucht: Die Verwaltung und alles was damit verbunden ist. Derartige Aufgaben hat Herr HERM immer wieder reichlich übernommen. Sehr viel Zeit beanspruchte seine Tätigkeit in verschiedenen Gremien der DFG. Er war auch Vorsitzender der Paläontologischen Gesellschaft und er ist Mitglied verschiedenster wissenschaftlicher Gesellschaften und Gremien. Seit August 1992 hat Herr HERM außerdem die Leitung der Generaldirektion der Staatlichen Naturwissenschaftlichen Sammlungen übernommen. Seine wissenschaftliche Tätigkeit zusammen mit seinen zahlreichen Diplomanden (57) und Doktoranden (20) erstreckt sich nicht nur auf die Mikropaläontologie, sondern auch weitere Gruppen der Invertebraten. Regional beschränkt er sich nicht nur auf die Alpen, sondern den Apennin, Südfrankreich und weitere Gebiete. Begeistert hat er mir besonders von seinen beiden Expeditionen nach Tibet berichtet. Bereits 1958 waren wir zusammen auf einer Kundfahrt meiner Alpenvereinssektion in die spanischen Zentralpyrenäen, wo wir Kreide und Alttertiärprofile aufnahmen. Das war damals noch ein größeres Erlebnis als heute eine Fahrt in weit entfernte Gebiete.

Von den verschiedenen durch Herrn HAGN und Herrn HERM organisierten Tagungen möchte ich besonders das von Herrn HAGN durchgeführte 17. Europäische Mikropaläontologische Kolloquium hervorheben, das bei den Fachkollegen sehr große Anerkennung fand und bei dessen Vorbereitung sich die Gelegenheit einer besonders intensiven Zusammenarbeit mit seinen Schülern ergab.

Nicht zuletzt möchte ich nicht versäumen, den Ehefrauen von Herrn HAGN und Herrn HERM für das unermüdliche Verständnis für die Arbeit der Ehemänner zu danken. Es ist nicht einfach, mit einem Wissenschaftler verheiratet zu sein und dann auch noch mit einem Geologen und Paläontologen, der nicht nur mehrere Tage, sondern manchmal Monate von zu Hause fort ist, sondern auch am Werktag oder sogar am Wochenende zu den Spätheimkehrern gehört.

Zum Schluß wünsche ich den beiden Jubilaren vor allem Gesundheit für die Zukunft und viele weitere erfolgreiche wissenschaftliche Jahre. Beide haben in ihrem Leben schwierige Zeiten durchstehen müssen und vielleicht auch dadurch die Kraft gewonnen, die Zukunft zu meistern. Ich hoffe, daß es ihnen jetzt möglich ist, den eigenen Familien mehr Zeit zu widmen und mit Stolz auf das bereits Geleistete zurückzublicken.

Prof. Dr. AXEL VON HILLEBRANDT
Institut für Geologie und Paläontologie
Technische Universität Berlin

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	7–8	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

INHALT

PHYTOPLANKTON

KALKALGEN

RADIOLARIEN

FORAMINIFEREN

OSTRACODEN

MISCELLANEA

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	9–13	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Peridiniales (Dinophyta) und Acritarchen im Rhät und Lias$_1$ Luxemburgs - Palynofazies-Indikatoren für marine Ablagerungsbedingungen

Von
RAIMOND BELOW*)

Mit 2 Abbildungen

KURZFASSUNG

Die Palynofazies von Proben aus dem Trias-Jura-Grenzbereich in der Bohrung Mersch F 606 (Luxemburg) wird vorgestellt. In zahlreichen Proben sind Acritarchen und Dinoflagellaten-Zysten häufig und belegen somit erstmals eindeutig und stratigraphisch präzise den zeitweiligen marinen Einfluß an der Trias-Jura-Wende auf die Ablagerungsbedingungen der Trier-Luxemburger Bucht. Besondere Beachtung muß dem Dinoflagellaten-Zysten-Reichtum in den roten(!) Sedimenten des oberen Rhät geschenkt werden.

ABSTRACT

The palynofacies of Triassic-Jurassic boundary beds from well Mersch F 606 (Luxemburg) is analysed. Within several samples acritarchs as well as dinoflagellate-cysts are present to common. They clearly document the marine influence on sedimentation within the Trier-Luxemburg-Bay. Special attention must find the presence of rich dinoflagellate-cyst-associations in the red(!) sediments of Upper Rhaetian age.

1. EINLEITUNG

Geologen und Paläontologen haben sehr oft Schwierigkeiten bei der Bestimmung des Ablagerungsmilieus von Schichtenfolgen und besonders von konkreten Schichtgliedern, wenn taxonomisch bestimmbare und ökologisch aussagekräftige Fossilien in den Ablagerungen fehlen. Oft wird dann aus der gesamtgeologischen Situation und von Schichten ausgehend, deren Ablagerungsmilieu zweifelsfrei zu bestimmen ist, extrapoliert. Wenn beispielsweise in der Bohrung Chichaoua I (BELOW 1981) inmitten einer weit über 100 m mächtigen, rotfarbigen Sandstein- und Pelit-Folge und weit östlich von sicheren Zeugen einer eindeutigen marinen Sedimentation, eine wenige cm-mächtige Tonsteinlage von grauer Farbe und ohne Makro-Fossilien eingeschaltet ist, dann wird – aufgrund 1) der absoluten Dominanz der nach farblichen Kriterien terrestrischen Rot-Abfolge gegenüber der graufarbigen Einschaltung und 2) dem dadurch scheinbar zu erklärenden, vermeintlichen Fehlen von Fossilien in der grauen Lage – für die gesamte Schichtenfolge das gleiche terrestrische Sedimentationsmilieu postuliert. Es wäre ja auch ein großer Zufall, wenn diese wenigen Zentimeter grauen Sediments unter deutlich andersartigen Bedingungen abgelagert worden wären. Daß aber selbst eine solche nach geologischen Maßstäben recht sichere Extrapolierung falsch sein kann, belegte der Fund einer reichen Dinoflagellaten-Zysten-Assoziation in dieser dünnen Lage, die somit eine kurzfristige, aber sehr weitreichende marine Ingression des Meeres in den prinzipiell tatsächlich terrestrischen Ablagerungsraum bewies. Um wieviel schwieriger und unsicherer derartige Extrapolierungen aber im paläogeo-

*) Priv.-Doz. Dr. RAIMOND BELOW, Institut für Paläontologie der Universität, Nussallee 8, D-53115 Bonn

graphischen Verzahnungsbereich kontinentaler und mariner Sedimente sind, wenn Fossilien fehlen, weiß jeder Geologe aus zahlreichen Beispielen seiner eigenen Praxis. Dabei werden jedoch nach meiner Erfahrung auch heutzutage (1993!) immer noch zuwenig die Möglichkeiten der Palynofaziesanalyse und Bestimmung der in organischer Substanz erhaltenen pflanzlichen Mikrofossilien bei solchen Problemfällen angewendet.

Mit dem vorliegenden Beispiel einer Palynofaziesanalyse von Rhät/Lias-Sedimenten aus der komplexen Randfazies der Trier-Luxemburger-Bucht wird gezeigt, welche reichen Assoziationen von in organischer Substanz erhaltenen pflanzlichen Mikrofossilien aus sonst fossilleeren Sedimenten isoliert werden können. Es wird weiterhin vorgeführt, wie mit einem kurzen Blick durch das Mikroskop auf diese Vergesellschaftungen, ohne zeitaufwendige, weitergehende Bestimmung von Einzeltaxa, ein eindeutig mariner Einfluß auf die Sedimentation rekonstruiert werden kann. Ein besonderes Augenmerk gilt dabei auch den roten „Tonen von Levallois", denn hier mahnt ein Beispiel gegen allzu vorschnelle Beurteilung roter Sedimentfarben als Indiz für stark oxidierendes Ablagerungsmilieu. Die rote Sedimentfarbe allein impliziert terrestrisches Milieu und dieser Eindruck wird in Verbindung mit der Kenntnis von einer stark terrestrisch geprägten Entwicklung der liegenden Keuper-Sedimente scheinbar noch zusätzlich gestützt. Aber die Funde der marinen Peridiniaceae widerlegen diese „Unterstellung".

DANK

Herr Dr. E. D. Spies stellte die Proben für die Untersuchung zur Verfügung, Herr Dr. K.-H. Kirsch unterzog das Manuskript einer kritischen Durchsicht. Die Arbeit entstand während meines Aufenthalts als Gastwissenschaftler am Laboratorium für Paläobotanik der Reichs-Universität Utrecht im Rahmen meiner Heisenbergstipendien-Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft.

2. ERGEBNISSE

2.1 GEOLOGISCHER RAHMEN UND MATERIAL-HERKUNFT

Das untersuchte Profil der Bohrung Mersch liegt in der geologischen Struktur der Trier-Luxemburger Bucht (Abb.1). Der variskische Sockel der Rheinisch-Ardennischen Masse war praetriadisch eingeebnet worden. Mächtige Abfolgen permischen Abtragungsschuttes finden sich in erzgebirgisch streichenden intramontanen Senken. Während der Unter-Trias wurde die alt angelegte Struktur der rheinisch streichenden Eifeler-Nord-Süd-Zone als schmale Depression zwischen den Hochgebieten des gallo-ardennischen Festlandes im Westen und des Osteifeler- und Hunsrück-Blockes im Osten zum Sedimentationsraum am West-Rand des Germanischen Beckens. Während des mittleren Keupers wurde gleichzeitig mit einem Aufstieg der Ardennen der Sedimentationsraum nach Westen und Südwesten in Richtung auf das langsam sich vertiefende Pariser Becken ausgeweitet. Die Rhättransgression schließlich drang durch die Eifeler-Nord-Süd-Zone als Meeresstraße weit in das Pariser Becken vor. „Das breite Spektrum paläogeographischer Szenarien der Obertrias und die petrographische Vielfalt wird weitgehend von Bewegungen des Schollenmosaiks der Trier-Luxemburger Bucht geprägt. Wechselnde Akzentuierung von Hebung und Senkung einzelner Schollen führte zu erheblichen Umgestaltungen des Beckenraumes und hatte markante paläogeographische Veränderungen zur Folge" (Dittrich 1989). Im unteren Hettangium breitete sich das Meer aus und überflutete weite Teile der Ardennen. Charakteristisch ist eine Karbonatfazies wie man sie auch in Lothringen findet. Detaillierte Angaben zur Beckenanalyse der oberen Trias der Trier-Luxemburger Bucht und zahlreiche weiterführende Literaturhinweise finden sich bei Dittrich (1989).

In der Kernbohrung Mersch F 606 (Geologische Karte von Luxemburg, Blatt 8, Mersch, r 75201/ h 88957), ca. 15 km nördlich Luxemburg-Stadt ist das Rhät in einer Mächtigkeit von 3,65 m belegt, davon entfallen 0,75 m auf die roten Mergel des oberen Rhät. Im Liegenden sind Steinmergelkeuper des Mittel-Keuper und im Hangenden Psilonoten-Schichten des Hettangium erbohrt (Abb. 2). Spies (1982) beschreibt das Profil wie folgt:

„Über den blaßgrünen dolomitischen Mergeln des oberen Steinmergelkeupers beginnt das untere Rhät (der Gliederung nach Lucius 1948) mit einem Aufarbeitungshorizont, der bis zu 2 cm große Gerölle des Steinmergelkeupers enthält. An der Schichtgrenze sind wenige cm breite, mit schwarzgrauem tonig-sandigem Material des unteren Rhät gefüllte Rinnen eingetieft. Die darüber liegende 0,85 m mächtige Wechselfolge aus schwarzem bis schwarz-grauem, glimmerreichem tonig-siltigem Material mit gelbem bis braunem Feinsandstein zeigt im unteren Bereich Linsenschichtung mit geschlossenen sandigen Dicklinsen, nach oben hin herrschen dünne, z. T. offene Flachlinsen vor. Mehrfach schalten sich dünne tonig-siltige Lagen mit sehr feiner ebener Parallelschichtung ein. Die tonigen Lagen sondern durch diese feine Schichtung blättrig ab. Das ursprüngliche Sedimentgefüge ist durch starke Bioturbation vielfach zerstört. Es folgt eine 0,50 m mächtige, helle, schlecht sortierte Feinsandsteinbank mit braunen Oxidationsflecken. Eine Schrägschichtung des Sandsteins ist im Bohrkern nur andeutungsweise zu erkennen. Darüber wiederholt sich in einer 0,30 m mächtigen Lage die psammopelitische Wechsellagerung des unteren Horizonts, worauf sich wiederum eine 0,50 m mächtige Feinsandsteinbank einschaltet. Sie unterscheidet sich von der unteren nur durch ihr feineres Korn. Den Abschluß des unteren Rhät bildet eine 0,65 m mächtige graue bis schwarzgraue, stark sandige, linsengeschichtete psammopelitische Wechselfolge, die zum Hangenden hin deutlich feiner wird. Das obere Rhät (der Gliederung nach Lucius 1948) wird von schokoladenbraunen blättrigen Mergeln gebildet, die 0,75 m mächtig werden. Über den Mergeln des oberen Rhät beginnen die Psilonoten-Schichten mit 0,8 m dunkelgrauen kalkigen, sandigen Siltsteinen, die von einer 2 m mächtigen Folge von

schwarzen, z. T. blättrigen, sandigen, mergeligen Siltsteinen überlagert werden. Es folgen ca. 0,5 m schwarzbraune sehr weiche Mergel, über denen erneut 0,6 m schwarze blättrige, sandige, mergelige Siltsteine auftreten. Bis hierher ist die Abfolge nur schwach durchwühlt. Neben flachwelliger Horizontalschichtung zeigt sich in den blättrigen Siltsteinen fein laminierte, ebene Schichtung, wie sie auch in den blättrigen Tonen des Rhät auftritt. An biogenem Detritus lassen sich ferner Muschelschill und zahlreiche Seeigelstachel beobachten. Zwei feinsandige, graublaue Kalkbänke von jeweils ca. 0,25 m Mächtigkeit schalten sich ein. Die Durchwühlung ist hier schon so stark, daß die ursprüngliche Schichtung größtenteils zerstört ist. Über 1,2 m schwarzgrauen Mergeln folgt eine 0,2 m mächtige Kalksandsteinbank, die relativ schwach durchwühlt ist, darüber 0,2 m schwarzgraue, sandige, mergelige Siltsteine. Die Wühlspuren sind oft von eisenhaltigem rotbraunem Material ausgekleidet, was dem Kalk ein braunfleckiges Aussehen gibt".



Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Trier-Luxemburger Bucht mit Lage der Bohrung Mersch F 606 (umgezeichnet aus DITTRICH 1984).

2.2 UNTERSUCHUNGSTECHNIK

16 Proben aus den Schichten des Steinmergelkeupers, Rhät und der Psilonoten-Schichten (Abb. 2) wurden mit den üblichen palynologischen Techniken aufbereitet. Für die Ermittlung der relativen Häufigkeit wurden 300 figurierte Palynomorphe ausgezählt. Palynomorphen-Zählgruppen der terrestrischen Biotope sind Sporen und bisaccate Pollen, Zählgruppen aus dem marinen, aquatischen Milieu sind Acritarchen, Dinoflagellaten-Zysten und Tasmanales.

2.3 PALYNOFAZIESANALYSE

Die Palynofazies ist in allen Proben durch einen starken bis übermächtigen terrestrischen Einfluß in Form des quantifizierbaren Gehalts an Pollen und bisaccaten Sporen und in ihrer Höffigkeit nichtquantifizierbaren Holz- und Kutikel-Fragmenten geprägt, was bei der palaeogeographischen Lage auch zu erwarten ist. So erreichen Pollen und Sporen aus den Proben des Steinmergelkeupers (Probe 1) und des basalen Unter-Rhät (Probe 2 und 3) 98%–100% (Abb. 2). Ihr Anteil an der figurierten Organic Matter geht im Hangenden zunächst auf Werte zwischen 80% und 90%, dann in den roten Tonen des Ober-Rhät rasch bis auf 54% zurück. Einem hohen Wert von fast 90% Pollen und Sporen im Top der roten Tone folgen dann in den basalen 2 m der Psilonoten-Schichten mit 44% bis 47% die niedrigsten Werte, die dann aber rasch wieder auf 80% und dann 90% bis 100% im Hangenden ansteigen.

In den Proben 5 bis 16 treten generell sehr viele, schwarze bis braungefärbte Holzreste und wechselnde Anteile an Kutikeln auf. Anders als in den liegenden Proben 1 bis 4, in denen neben den Holzfragmenten flockige, granulöse und biodegradierte oder oxydierte pelliculäre amorphe Organic Matter verbreitet ist, fehlt diese weitgehend im Hangenden der Probe 4. In den unteren vier Proben schwankt der Holzfragmentanteil sehr stark.

Natürlich verläuft die %-Verteilung des aquatischen marinen Phytoplanktons spiegelbildlich zu der geschilderten Entwicklung des terrestrischen Eintrags. Erste Phytoplanktonten wurden in Probe 3 aus dem Unter-Rhät angetroffen. Dinoflagellaten-Zysten halten hier 2% der figurierten Fossilien aus organischer Substanz. Die Werte für die Dinoflagellaten-Zysten steigen dann in den hangenden Proben auf 8% bis 17%

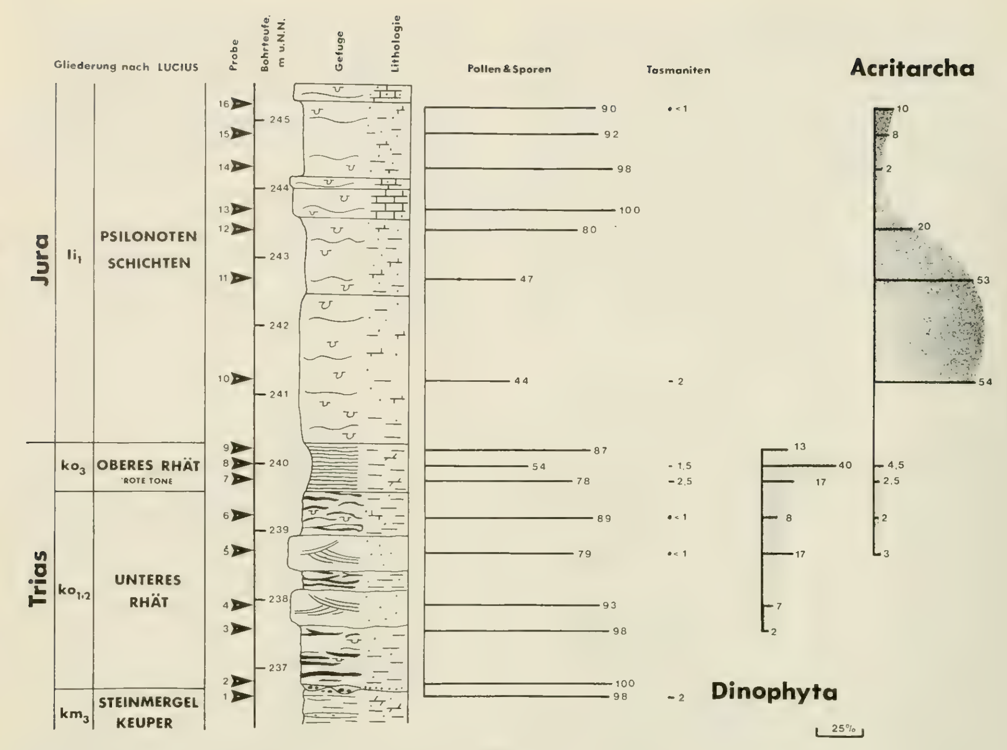


Abb. 2: Profil der Bohrung Mersch F 606 (umgezeichnet aus SPIES 1982). Quantitative Verteilung der terrestrischen und marinen Palynomorphen.

organischer Substanz. Die Werte für die Dinoflagellaten-Zysten steigen dann in den hangenden Proben auf 8% bis 17% und dann in Probe 8, die zentral aus den roten „Tonen von Levallois“ genommen wurde, auf 40%. Es handelt sich fast überwiegend um gut erhaltene Exemplare von *Rhaetogonyaulax rhaetica* mit diversen morphologischen Varianten sowie sehr untergeordnet *Dapcodinium* sp. und *Heibergella* sp. in sehr dünnwandiger Erhaltung. Entsprechend dem Anstieg des terrestrischen Anteils auf 87% im Top der roten „Tone von Levallois“ fällt der Dinoflagellaten-Zysten-Anteil hier auf 13%. Zum Hangenden setzen die Dinoflagellaten-Zysten völlig aus. Dies ist aber nicht durch eine 100%-Präsenz des terrestrischen Anteils bedingt, sondern ein weltweit beobachtetes Phänomen bei den Dinoflagellaten-Zysten. Nach einer mäßigen Entwicklung seit dem Anis und einem Optimum im Nor und Rhät setzte die Überlieferung während des Hettangiums aus und erst im Sinemurium finden sich wieder Dinoflagellaten-Zysten mit neuen Formen – der Beginn einer dann rasch und erfolgreich verlaufenden Evolution – zu einer der bedeutendsten Fossilgruppen des Mesozoikum und Känozoikum. Aber auch ohne dieses Wissen hätte das Aussetzen der Dinoflagellaten-Zysten im Hettangium nicht als Rückkehr terrestrischer Bedingungen gewertet werden können. Das läßt sich mit Hilfe der Acritarchen zeigen.

Die Acritarchen treten erstmals im Profil in Probe 5 in etwas jüngeren Schichten als die Dinoflagellaten-Zysten auf und erreichen mit 3%–5% auch bei weitem nicht die Häufigkeit der Dinoflagellaten-Zysten. In Probe 9 aus dem Top der roten „Tone von Levallois“ fehlen sie. Im Rhät führen sie also gegenüber den Dinoflagellaten-Zysten ein Schattendasein. Das ändert sich drastisch mit der Liastransgression. Die Acritarchen fangen die Verluste an Dinoflagellaten-Zysten auf. Dies ist auch aus anderen epikontinentalen Profilen der Rhät-Lias-Grenze Europas, z. B. in Franken (ACHILLES 1981) oder des Bristol channel (eigene Beobachtungen) bekannt, wo Acritarchen mit Beginn des Lias schlagartig und in großer Individuenzahl auftreten. Mit 54% in der untersten Lias-Probe 10 überwiegen sie gegenüber dem terrestrischen Eintrag, fangen die Verluste der Dinoflagellaten-Zysten auf und setzen deren, im Rhät steil ansteigende, doch dann an der Trias/Jura-Grenze abrupt abgebrochene Kurve nahtlos fort. Im Hangenden von Probe 11 setzt ein rascher Rückgang der Acritarchenhäufigkeit ein.

Eine vierte Zählgruppe, die Tasmanales treten in Probe 1, 5, 6, 7, 8, 10 und 16, jedoch mit sehr geringen %-Anteilen auf, woraus keinerlei palökologische Rückschlüsse gezogen werden können.

2.4 SYNTHESE

Die Verteilung der Acritarchen und Dinoflagellaten-Zysten zeigt marine Ablagerungsbedingungen für die untersuchten

Sedimente aus dem Unter-Rhät, Ober-Rhät und den Psilonoten-Schichten an. Das vollmarine Ablagerungsmilieu ist für die Psilonoten-Schichten auch durch eine entsprechende Makrofauna wie Ammonoideen, Lamellibranchiaten und Echinodermen aus dem li_1 des Luxemburger Gutlandes schon lange gesichert (DITTRICH 1984). Im Top des Profils zeigt aber die große Menge figurierter organischer Substanz in Form von Pollen (überwiegend bisaccate Pollen) und Sporen in diesen marinen Sedimenten, daß das Festland sehr nahe lag. Möglicherweise sind das schon erste Anzeichen früher Deltaschüttungen, wie sie ab dem li_2 als Luxemburger Sandstein massiv auftreten.

Makrofossilien sind hingegen in den liegenden Schichten des mittleren und oberen Keupers im Luxemburger Gutland sehr selten. Zudem handelt es sich weitgehend um Lamellibranchiaten mit sehr weiter Toleranz gegenüber Salinitätsschwankungen. Je nach Autor wurde auf diesen Funden basierend ein zeitweiliger, schwacher mariner Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen nicht ausgeschlossen. Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu wurden aber eher aus der Sedimentologie der Ablagerung gefolgert. So läßt HENDRIKS (1982) die vermeintlich fossilfreien roten „Tone von Levallois" in niederenergetischen Küstenlagunen am Nordostrand des Pariser Beckens sedimentieren. DITTRICH (1989) skizziert ein minutiöses, komplexes Bild vom Nebeneinander verschiedenster Sedimentfaziestypen, das durch synsedimentäre Bruchschollentektonik und ständig wechselndes Relief bedingt ist, sowie der lithostratigraphischen Abfolge. In einer derart komplizierten Schichtenfolge ändert sich das Milieu in Raum und Zeit sehr rasch. Deshalb helfen dann auch die wenigen, sporadisch und über das gesamte Luxemburger Gutland verteilten Makrofossilfunde nicht, um extrapolierend das Ablagerungsmilieu eines bestimmten, makrofossilfreien Schichtgliedes an einer konkreten Lokalität zu bestimmen. Dazu müssen milieuanzeigende Fossilien schon tatsächlich im besagten Schichtglied am konkreten Ort gefunden werden. Die Untersuchung des Profils Mersch F 606 liefert, wie schon im Lias, auch im oberen Keuper eine sehr reiche Palynomorphen-Vergesellschaftung und zeigt somit einen immer noch zu selten beschrittenen Weg des Fossilnachweises auf. Mehr noch, das Auftreten von Dinoflagellaten-Zysten und Acritarchen in Unter- und Ober-Rhät-Sedimenten der Bohrung hilft eindeutig, den marinen Einfluß auf das lokale Sedimentationsgeschehen und somit auch die Auswirkung der Rhättransgression zu beweisen. Besonders markant ist der Reichtum an marinem Phytoplankton in den roten „Tonen von Levallois". Das ist überraschend, weil bei einer derartigen roten Sedimentfarbe normalerweise eine synsedimentäre Oxydation der organischen Substanz erwartet wird. Die Präsenz der Palynomorpha aber spricht gegen einen derartigen Schluß. Das Ablagerungsmilieu kann in diesem Fall nicht oxydierend gewesen sein. Deshalb sollten Palynologen aus einem derartigen Vorkommen die Lehre ziehen, rote Pelite nicht a priori von einer Probennahme und Analyse auszuschließen.

3. ZUSAMMENFASSUNG

Proben aus dem Trias/Jura-Grenzbereich der makrofossilfreien Bohrung Mersch F 606 wurden mazeriert. Dabei fanden sich in allen Proben reiche Palynomorphen-Vergesellschaftungen. Selbst in den roten „Tonen von Levallois" ist keinerlei Rückgang in Höffigkeit oder Qualität der Erhaltung festzustellen. Die Präsenz von Acritarchen und Dinoflagellaten-Zysten beweist erstmals eindeutig den marinen Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen in dieser Beckenrandlage.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

ACHILLES, H. (1981): Die rätische und liassische Mikroflora Frankens. – Palaeontographica, B, **179**: 1–86; Stuttgart.

BELOW, R. (1981): Dinoflagellaten-Zysten aus dem oberen Hauterive bis unteren Cenoman Süd-West-Marokkos. – Palaeontographica, B, **176**: 1–145; Stuttgart.

DITTRICH, D. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Luxemburg 1:25 000 Blatt Nr. 8 Mersch. – Publ. Serv. Géol. Lux., **XXV**: 1–96; Luxembourg.

DITTRICH, D. (1989): Beckenanalyse der oberen Trias der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. – Publ. Ser. Géol. Lux., **XXVI**: 1–223; Luxembourg.

HENDRIKS, F. (1982): Ein Modell zur Rätsedimentation am Ostrand des Pariser Beckens. Untersuchungen zur Granulometrie, Schwermineralvergesellschaftung und Tongeologie. – Diss. T. H. Aachen: 1–294; Aachen.

LUCIUS, M. (1948): Das Gutland. Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs. – Publ. Serv. Géol. Lux., V: 1–408; Luxembourg.

SPIES, E. D. (1982): Geologische Untersuchungen im Raum Mersch-Lintgen (Luxemburg). – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 1–182 (unpubl., Archiv Serv. Géol. Lux.).



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	15–24	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Late Valanginian calcareous nannofossils from central Europe and their biogeographic significance

By
JÖRG MUTTERLOSE*)

With 7 Text-Figures and 1 Plate

KURZFASSUNG

Aus dem tiefen Ober-Valangin (Zone des *Prodichotomites hollwedensis*) von Zentralpolen wird kalkiges Nannoplankton beschrieben. Die Nannofloren zeigen deutliche Beziehungen zu Assoziationen aus NW Deutschland und der Nordsee und haben somit ein boreales Gepräge. Bemerkenswert ist das Fehlen tethyaler Arten, da es bei den gleichzeitig auftretenden Ammoniten starke Einflüsse von Gattungen tethyaler Herkunft gibt. Das Vorkommen borealer Nannofloren in Polen belegt eindrucksvoll die von verschiedenen Autoren (KEMPER, RAWSON & THIEULOY 1982; MUTTERLOSE 1992a) beschriebene weiträumige Transgression im tiefen Ober-Valangin. Im Rahmen dieser Transgression gelangten einerseits tethyale Elemente in das boreale Reich, andererseits konnten boreale Nannofloren zumindest bis Polen vorstoßen. *Micrantholithus speetonensis*, eine Nannofossilart, die bisher nur aus dem Unter-Valangin bekannt war, wird erstmalig aus dem Ober-Valangin abgebildet.

ABSTRACT

Calcareous nannofossils are described from the lower Upper Valanginian (*Prodichotomites hollwedensis* ammonite zone) of Central Poland. The flora shows close similarities to associations found throughout NW Europe and the North Sea, and is thus thought to have Boreal affinities. The absence of Tethyan nannofossils is remarkable, though the ammonites show strong influxes of Tethyan genera. The presence of Boreal nannofloras in Poland clearly indicates that the widespread early Late Valanginian transgression of various authors (KEMPER, RAWSON & THIEULOY 1982; MUTTERLOSE 1992a) was evident here. *Micrantholithus speetonensis*, a nannofossil species, hitherto only known from the Early Valanginian, is documented for the first time from the Late Valanginian.

1. INTRODUCTION AND OBJECTIVES

The marine Lower Cretaceous sediments of central Europe occur at a boundary between two different floral and faunal realms: the Tethys in the south and the Boreal Realm in the north. Within the Boreal Realm continuous Valanginian sections are known from NW Germany only. In NE England (Speeton, Lincolnshire, Norfolk) strata of Valanginian age are extremely condensed and are characterised by several hiatuses (RAWSON et al. 1978).

In Valanginian and Hauterivian times the Carpathian seaway linked the Tethyan and the Boreal Realms via Poland. This marine passage enabled an exchange of marine floras and faunas (MUTTERLOSE 1992a). The migration patterns were mainly controlled by biologic, climatic and palaeoceanographic factors. Valanginian sediments of central Poland thus play a major role in the understanding of migration patterns/directions. Furthermore this area is important for biostratigraphic correlation between Tethyan and Boreal sediments.

*) Prof. Dr. JÖRG MUTTERLOSE, Institut für Geologie, Ruhr Universität Bochum, Universitätsstraße 150, D-44780 Bochum.

In Central Poland, strata of Valanginian age are exposed in the Wawal section which has been studied in detail recently by Kutek et al. (1989). The Wawal section was measured and sampled by the author in August 1991. Subsequently, the calcareous nannofossil assemblages of this section have been compared to assemblages of the same age from NW Germany. One objective of this study was to observe the nannofloral similarities and differences between Poland and the Tethyan/Boreal Realms. A second objective was to assess the control of migration patterns by climatic variations and/or sea level changes. Finally, the distribution patterns of ammonites and calcareous nannofossils were compared: this clearly has implications for the use of each group in delimiting faunal/floral realms and in inter-realm biostratigraphic correlation.

Samples from the Wawal section in Poland were compared to Valanginian material from NW Germany. The Hollwede and Twiehausen sections described by Mutterlose (1992b) are thought to contain sediments of similar age to those sampled in Poland.

I gratefully acknowledge discussions with E. Erba (Milano) and A. Ruffell (Belfast), who critically reviewed the manuscript. Prof. J. Kutek and Dr. R. Marcinowski (both Warszawa) kindly supplied additional samples from the Wawal section. Financial support is acknowledged by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Fi 136/19). The Landschaftsverband Westfalen Lippe (Münster) supported the field work in NW Germany.

2. METHODS

Simple smear-slide preparations were examined under a Zeiss polarising microscope. The abundance of calcareous nannofossils in the material is variable, but in general low: comprising anywhere from 0% to 10% of the rock. For each sample at least 300 specimens or all specimens in at least 200 fields of view were counted, using a magnification of 1250x. The abundances of each coccolith species were tabulated on the range chart by giving counts for each species/sample. Preservation is indicated as follows: G (good), M (moderate), P (poor). Taxa considered in this study are listed in the appendix. Most bibliographic references for these taxa are given in Perch-Nielsen (1985); any not included therein are given in the references. In the captions LM, POL and TL denote light photomicrograph, cross-polarized light and plain transmitted light.

3. SECTIONS STUDIED

Material from three sections of early Late Valanginian age have been examined for their calcareous nannofossil content (Fig. 1).

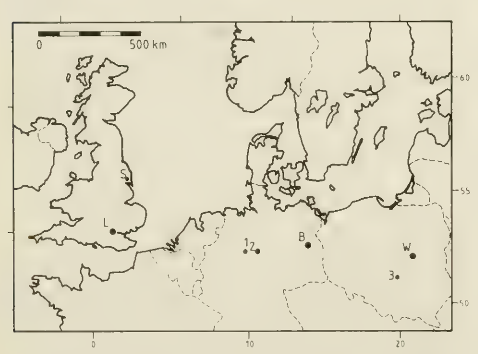


Fig. 1: Location of studied sections. 1 = Hollwede, 2 = Twiehausen, 3 = Wawal. B = Berlin, L = London, S = Speeton, W = Warsawa.

STAGES		Belemnite zones NW-Europe	Biostratigraphic units	Ammonite zones NW-Europe	Ammonite zones Tethys
VALANGINIAN	UPPER	*Acroteuthis acmonoides*	Astierien beds	*Eleniceras paucinodum*	*Neocomites (T.) callidiscus*
			Arnoldien beds	*Dicostella tuberculata*	
			Dichotomites beds	*Prodichotomoides ivanovi*	*Himantoceras trinodosum*
		Acroteuthis acrei		*Dichotomites bidichotomoides*	
				Dichotomites triptychoides	
				Dichotomites crassus	
				Prodichotomites polytomus	*Saynoceras verrucosum*
				Prodichotomites hollwedensis	
	LOWER	*Acroteuthis kemperi*	*Polyptychites* beds	*Polyptychites sphaeroidalis*	*Thurmanniceras campylotoxus*
				Polyptychites clarkei	
				Polyptychites multicostatus	
				Polyptychites pavlowi	
			Platylenticeras beds	*Platylenticeras involutum*	*Thurmanniceras pertransiens*
				Platylenticeras heteropleurum	
				Platylenticeras robustum	*Th. otopeta*

Fig. 2: Correlation chart of the Tethyan and NW German zonation of the Valanginian. Stippled field shows the interval studied. The zonation has been compiled from numerous sources (see text).

Wawal (Central Poland)

This clay pit, which is still mined, is located east of Wawal, about 10 kilometres southeast of Tomaszow Mazowiecki (Central Poland). Strata dip slightly towards the south and southwest, mining progresses towards the southwest. The old part of the pit, where strata of Early Valanginian age were exposed, has been filled in with gravel. In August 1991 about 6-8 m of clay and siltstone of early Late Valanginian age (*Prodichotomites hollwedensis* ammonite zone; Kutek et al. 1989) were exposed. The lithology, the biostratigraphy and the position of the samples are shown in Fig. 3. Twelve samples were examined through the section: an additional four samples were supplied by Kutek and Marcinowski.

Hollwede (NW Germany; TK 25 Lemförde, Nr. 3516, R: 34 65 950, H: 58 07 500)

Mining in this pit, which is located about 80 km west of Hannover, was abandoned some twenty years ago. The section was measured in 1990 by the author. The sediments consist of about 7 m of silty clays, which are of early Late Valanginian age (*Prodichotomites hollwedensis* ammonite zone). Seven samples were studied. MUTTERLOSE (1992b) gives a detailed description of the lithology, the position of the the samples and a list of the macrofauna.

Twiehausen (NW Germany; TK 25 Rahden, Nr. 3517, R: 34 67 080, H: 58 07 400)

Situated about 75 km west of Hannover this pit, which is still mined, exposes about 16 m of rhythmically bedded dark clays and sideritic nodules. The rich ammonite fauna (which includes Tethyan and Boreal genera) shows that the succession belongs to the *Prodichotomites hollwedensis* zone (early Late Valanginian). Only eight samples out of 21 yielded calcareous nannofossils. These samples are derived from the lower part of the section (beds 81–85). For further details see MUTTERLOSE (1992b).

4. BIO- AND LITHOSTRATIGRAPHY

The Valanginian stage in NW Germany comprises 200 m of dark clays. No significant biostratigraphic hiatus has been resolved and the succession is thought to be complete. A detailed zonation exists for ammonites (e. g. KEMPER 1978, RAWSON 1983), belemnites (MUTTERLOSE 1990), foraminifera (BARTENSTEIN & BETTENSTAEDT 1962) and nannofossils (MUTTERLOSE 1992c). A comprehensive overview has been given recently by MUTTERLOSE (1992a). Based on the ammonite genera *Platylenticeras* and *Polyptychites* the Lower Valanginian can be subdivided into the lower *Platylenticeras* beds and the upper *Polyptychites* beds. The Late Valanginian is characterized by the onset of the boreal ammonite genera *Prodichotomites* and *Dichotomites*. The early Late Valanginian *Prodichotomites hollwedensis* ammonite zone shows strong influxes of Tethyan ammonites (KEMPER et al. 1981).

The Lower Valanginian in Central Poland is represented by the *Platylenticeras* beds and the *Polyptychites* beds. The presence of these ammonite genera indicate strong links with NW Europe. The Late Valanginian comprises 30–50 m of clays and siltstones (MAREK & RACZYNSKA 1979, RACZYNSKA 1979, MAREK 1983). Whilst boreal ammonite genera (*Dichotomites*, *Prodichotomites*) are common, Tethyan genera (*Saynoceras*, *Leopoldia*, *Astieria*, *Neocomites*, *Bochianites*) occur at certain levels. KUTEK et al. (1989), who described the ammonite sequence of the Wawal section, clearly demonstrated the mass occurrence of Tethyan ammonite genera (*Saynoceras*, *Valanginites*, *Olcostephanus*, *Sarasinella*, *Neocomites*, *Neohoploceras*, *Karakaschiceras*, *Bochianites*) in the *Prodichotomites hollwedensis* ammonite zone. These ammonite genera are associated with boreal *Prodichotomites*.

5. DISTRIBUTION OF FLORAS

5.1 WAWAL (POLAND)

Twelve samples from the early Late Valanginian of the Wawal section of Central Poland have been examined. Fig. 4 gives the ranges of the species encountered. Both diversity and abundance of calcareous nannofossils are low, though the calcium carbonate contents varies between 5–15%. The majority of samples showed only moderate preservation, this being especially true for the central part of the section. In addition, poor preservation was found to correspond to impoverished assemblages. Apart from samples 99/4 and 99/5 more than 200 fields of view have been examined without counting more 200 specimens. A higher diversity, which correlates with a higher abundance, has been observed in samples 99/4 and 99/5 only. It is remarkable that the calcium carbonate content (8.5%) of these samples is only average. Shells of bivalves, which are scattered throughout the section, mainly contribute to the calcium carbonate content.

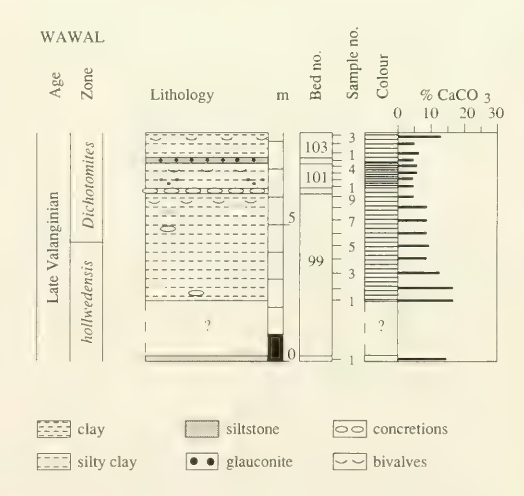


Fig. 3: Bio- and lithostratigraphy of the Wawal section (Central Poland). Biozonation after KUTEK et al. (1989). The question mark indicates an interval of about two metres which was not exposed in 1991.

Age	Late Valanginian											
Ammonite Zone	*hollwedensis*					*Dichotomites*						
Sample no.	98/1	99/1	99/3	99/4	99/5	99/7	99/9	101/1	101/3	102/1	103/1	103/3
Fields of view	200	200	200	53	200	200	200	200	200	200	200	200
Number of species	4	11	6	28	24	2	5	6	12	2	11	11
Individuals	30	26	193	300	303	41	33	48	28	4	32	54
Preservation	M	M	P	G	G	P	P	P	P	P	M	M
Biscutum constans	1	.	1	26	6	.	.	1	1	.	2	1
Cyclagelosphaera margerelii	1	1	6	15	3	1	2	2	1	.	1	5
Watznaueria barnesae	27	16	180	118	190	40	28	41	13	3	16	37
Watznaueria ovata	1	.	3	5	2	.	.	.	.	.	1	.
Axopodorhabdus dietzmanii	.	1	.	4	4	.	.	.	.	.	.	.
Crucibiscutum salebrosum	.	1	.	1	1	.	.	.	.	.	.	.
Diazomatolithus lehmanii	.	1	.	20	3	.	1	.	3	.	1	1
Lithraphidites carniolensis	.	1	1	16	3	.	.	.	1	.	.	1
Micrantholithus obtusus	.	1	.	4	2	.	.	.	.	.	.	4
Micrantholithus speetonensis	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Rotelapillus laffittei	.	1	.	7	7	.	.	.	.	.	.	1
Vekshinella stradneri ssp. 1	.	1	2	11	3	.	.	1	1	.	6	1
Zygodiscus diplogrammus	.	1	.	17	33	.	.	.	.	.	.	.
Discorhabdus rotatorius	.	.	.	1	1	.	.	.	.	.	.	.
Cretarhabdus crenulatus	.	.	.	1	4	.	.	.	1	.	.	.
Cretarhabdus striatus	.	.	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.
Cretarhabdus sp.	.	.	.	3	1	.	.	1	3	.	.	1
Diadorhombus rectus	.	.	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.
Grantarhabdus meddii	.	.	.	2	.	.	.	.	.	.	.	.
Microstaurus chiastius	.	.	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.
Manivitella pemmatoidea	.	.	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.
Nannoconus sp.	.	.	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.
Rhagodiscus asper	.	.	.	15	12	.	1	.	1	.	1	.
Sollasites horticus	.	.	.	1	1	.	.	.	.	.	.	.
Speetonia colligata	.	.	.	1	.	.	1	1	.	.	.	.
Tegumentum striatum	.	.	.	2	1	.	.	.	1	.	1	.
Vekshinella quadriarculla	.	.	.	2	1	.	.	.	.	.	.	.
Vekshinella stradneri ssp. 2	.	.	.	1	.	.	.	.	.	.	.	.
Zygodiscus erectus	.	.	.	22	7	.	.	.	.	.	1	1
Cretarhabdus conicus	.	.	.	.	2	.	.	1	.	.	1	.
Nannoconus elongatus	.	.	.	.	1	.	.	.	.	.	.	1
Vekshinella stradneri ssp. 3	.	.	.	.	11	.	.	.	.	1	.	.
Vekshinella stradneri ssp. 4	.	.	.	.	4	.	.	.	.	.	.	.
Cretarhabdus angustiforatus	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	1	.
Watznaueria britannica	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	.	.
Sample no.	98/1	99/1	99/3	99/4	99/5	99/7	99/9	101/1	101/3	102/1	103/1	103/3
% $CaCO_3$	14.2	15.8	11.6	8.4	8.5	8.1	4.8	4.9	5.8	5	5.5	13
Lithology												
Age	Late Valanginian											

WAWAL

Fig. 4: Distribution of nannofossils in the Wawal section, Central Poland. Preservation: G = good, M = moderate, P = poor. For the exact position of the samples and the explanation of the lithology compare Fig. 3.

Age	Late Valanginian								
Ammonite Zone	*hollwedensis*								
Sample no.	95/1	95/2	97/1	97/2	99/1	99/2	99/3	101/1	103/1
Fields of view	200	200	200	53	72	200	200	75	200
Number of species	17	15	3	27	24	15	4	25	8
Individuals	133	110	12	297	308	287	21	332	35
Preservation	M	M	M	G	G	M	M	G	M
Assipetra infracretacea	1	1	.	1	.	.	.	1	.
Axopodorhabdus dietzmannii	1	.	.	3	2	.	.	1	.
Biscutum constans	5	2	1	26	32	13	.	49	1
Cretarhabdus striatus	1	.	.	1	1	.	.	.	.
Cretarhabdus sp.	1	1	.	1	1	.	.	1	.
Crucibiscutum salebrosum	2	3	.	4	8	8	.	1	1
Cyclagelosphaera margerelii	21	8	2	12	10	6	4	82	6
Diazomatolithus lehmanii	1	1	.	7	16	3	.	20	.
Grantarhabdus meddii	1	.	.	1	1	1	.	.	.
Lithraphidites carniolensis	1	1	.	7	3	3	1	4	1
Micrantholithus obtusus	1	1	.	7	7	1	.	4	.
Rhagodiscus asper	1	.	.	3	2	.	.	5	1
Rotelapillus laffittei	1	1	.	1	5	1	.	1	.
Vekshinella stradneri ssp. 3	1	.	.	.	.	.	.	.	.
Watznaueria barnesae	89	83	9	179	159	232	15	126	23
Watznaueria ovata	1	1	.	6	.	1	.	.	1
Zygodiscus erectus	4	4	.	6	15	5	.	5	.
Cretarhabdus crenulatus	.	1	.	.	.	.	.	.	.
Vekshinella stradneri ssp. 1	.	1	.	6	2	2	1	1	.
Watznaueria britannica	.	1	.	9	19	3	.	6	.
Discorhabdus rotatorius	.	.	.	2	2	1	.	1	.
Cretarhabdus conicus	.	.	.	1	1	.	.	.	.
Corollithion geometricum	.	.	.	1	1	.	.	2	.
Hemipodorhabdus gorkae	.	.	.	1	1	.	.	.	.
Micrantholithus sp.	.	.	.	1	.	.	.	.	.
Nannoconus sp.	.	.	.	1	.	.	.	2	.
Sollasites horticus	.	.	.	4	4	.	.	5	.
Tegumentum striatum	.	.	.	5	14	7	.	10	1
Vekshinella quadriarculla	.	.	.	1	.	.	.	.	.
Zygodiscus diplogrammus	.	.	.	1	.	.	.	1	.
Micrantholithus hoschulzii	.	.	.	.	1	.	.	.	.
Microstaurus chiastius	.	.	.	.	1	.	.	.	.
Nannoconus globulus	.	.	.	.	.	.	.	1	.
Nannoconus kamptneri	.	.	.	.	.	.	.	1	.
Scapholithus fossilis	.	.	.	.	.	.	.	1	.
Tranolithus gabalus	.	.	.	.	.	.	.	1	.
Sample no.	95/1	95/2	97/1	97/2	99/1	99/2	99/3	101/1	103/1
% $CaCO_3$	2.5	2.9	1.5	7	6	3.9	1.2	8.3	3.5
Lithology									
Age	Late Valanginian								

HOLLWEDE

Fig. 5: Distribution of nannofossils in the Hollwede section, NW Germany. Preservation: G = good, M = moderate. For the explanation of the lithology compare Fig. 3. The exact position of the samples and the lithology are given in MUTTERLOSE (1992b).

The species listed in Fig. 4 are typical Valanginian to earliest Hauterivian assemblages. Most common is *Watznaueria barnesae*, an environmentally tolerant and cosmopolitan species. In samples with more than 100 specimens the relative abundance of *W. barnesae* varies from 39% (sample 99/4) to 93% (sample 99/5). Other common species include *Biscutum constans*, *Cyclagelosphaera margerelii*, *Zygodiscus diplogrammus*, *Zygodiscus erectus*, *Diazomatolithus lehmanii*, *Lithraphidites carniolensis*, *Vekshinella stradneri* and *Rhagodiscus asper*. All these are cosmopolitan species, which are present throughout the Early Cretaceous.

Biostratigraphic important index species include *Speetonia colligata*, *Tegumentum striatum* and *Cruciellipsis cuvillieri*. *S. colligata* ranges from the Berriasian to the Hauterivian, *T. striatum* from the Late Valanginian to the Early Hauterivian. Rare specimens of *C. cuvillieri* (Berriasian to Late Hauterivian) have been observed in an additional sample (above bed 103), not listed in the range chart. All three species have been described from the Boreal Realm, the Tethys and the Indian Ocean.

Strictly Tethyan species are rare or absent: *Calcicalathina oblongata*, *Conusphaera mexicana* and *Tubodiscus* spp. have not been observed. The genus *Nannoconus*, abundant in coeval strata of the Tethyan Realm, is extremely rare. Species of Boreal affinities, however, do occur. *Crucibiscutum salebrosum* and *Micrantholithus speetonensis* are present in sample 99/1. *C. salebrosum*, abundant in the Late Valanginian to Early Hauterivian, is restricted to two high latitude belts; this species has not been described from the Tethys so far (MUTTERLOSE 1992c). It seems likely, that this species is a cold water morphotype. *M. speetonensis* has been documented only from the Valanginian of the North Sea and Speeton, NE England (PERCH-NIELSEN 1979). More precise biostratigraphic data are not available for the North Sea. In Speeton *M. speetonensis* is restricted to beds D4A and D4B, which are of Early Valanginian age (CRUX 1989). However, at Speeton only 5.5 m of Lower Valanginian clays are present and the Upper Valanginian is missing. According to the present data the range of *M. speetonensis* has to be extended at least into the early Late Valanginian. In conclusion, the nannofloras of the early Late Valanginian of the Wawal section have a Boreal character, Tethyan elements being largely absent.

5.2 HOLLWEDE (NW GERMANY)

All seven samples studied, yield a nannoflora of low diversity and low abundance (Fig. 5). The preservation is moderate, the calcium carbonate content varies from 1% to 8%. *Watznaueria barnesae* is again the dominant species. In samples with more than 100 specimens the relative abundance of *W. barnesae* varies from 60% (sample 97/2) to 82% (sample 95/2). *Cyclagelosphaera margerelii*, *Biscutum constans*, *Diazomatolithus lehmanii*, *Zygodiscus erectus*, *Micrantholithus obtusus*, *Crucibiscutum salebrosum*, *Watznaueria britannica*, *Tegumentum striatum* and *Vekshinella stradneri* are present throughout the sequence. Tethyan species are once again missing, a few specimens of *Nannoconus* spp. have been observed. Though *M. speetonensis* is missing, the assemblages show Boreal affinities.

5.3 TWIEHAUSEN (NW GERMANY)

About twenty samples from this section were studied, eight of these yield an extremely impoverished nannoflora (Fig. 6). The assemblages are of low abundance and low diversity, only seven species were observed. These assemblages correspond to a low calcium carbonate content of 1%. No Tethyan elements were observed.

TWIEHAUSEN																			
Age	Ammonite Zone	Sample no.	Fields of view	Number of species	Individuals	Preservation	*Rhagodiscus asper*	*Tegumentum striatum*	*Watznaueria barnesae*	*Watznaueria ovata*	*Diazomatolithus lehmanii*	*Cretarhabdus conicus*	*Lithraphidites carniolensis*	*Vekshinella stradneri*	Sample no.	% $CaCO_3$	Lithology	Age
Late Valanginian	*hollwedensis*	89/2	200	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	89/2	0.7		Late Valanginian
		89/1	200	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	89/1	0.7		
		85/4	200	5	43	M	15	.	25	.	.	1	1	1	85/4	0.8		
		85/3	200	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	85/3	0.8		
		85/2	53	2	2	P	.	.	1	.	1	.	.	.	85/2	0.7		
		•85/1	200	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	85/1	0.8		
		83/1	200	1	5	M	.	.	5	.	.	.	.	.	83/1	0.8		
		81/1	200	4	5	M	1	1	2	1	.	.	.	.	81/1	1		

Fig. 6: Distribution of nannofossils in the Twiehausen section, NW Germany. Preservation: M = moderate, P = poor. For the explanation of the lithology compare figure 3. The exact position of the samples and the lithology are given in MUTTERLOSE (1992b).

6. PALAEOBIOGEOGRAPHY AND PROVINCIALISM

Calcareous nannofossils show a provincialism during the Berriasian-Barremian interval of the Early Cretaceous, similar to that exhibited by micro- and macrofaunas (foraminifera, ammonites, belemnites, bivalves, brachiopods). Based on calcareous nannofossils two different floral realms, the Tethys and the Boreal Realm can be recognized. Each of these realms is characterized by different species (MUTTERLOSE 1992c). Tethyan and cosmopolitan species are present in the Tethys, while the Boreal Realm is marked by Boreal, cosmopolitan and Tethyan taxa.

Tethyan species include *Diadorhombus rectus*, *Rucinolithus wisei*, *Conusphaera* spp., *Nannoconus* spp. (except for *N. abundans* and *N. borealis*), *Lithraphidites bollii*, *Calcicalathina oblongata*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Tubodiscus* spp. These spread out only under suitable ecological conditions into other areas. It seems likely that temperature, sea level changes and the presence of suitable seaways were the main factors controlling the palaeobiogeographic distribution of this group.

Conversely, boreal species include *Sollasites horticus*, *Corollithion silvaradion*, *Kokia* spp., *Sollasites arcuatus*, *Eprolithus antiquus*, *Perissocyclus fletcheri*, *Tegulalithus septentrionalis* and *Micrantholithus speetonensis*. These species are restricted to the Boreal Realm.

Berriasian sediments throughout NW Europe are characterized by a dominance of non-marine strata, reflecting widespread regression. Faunas and floras preserved in rare marine incursions are of purely Boreal provenance, showing close links to those of the Russian Platform (MUTTERLOSE 1992a). The subsequent Valanginian stage is marked by major palaeoceanographic changes. The earliest Valanginian is characterized by a major transgression and the return of marine conditions over wide areas of NW Europe. In the course of this transgression the Carpathian seaway opened via Poland, allowing an exchange of Boreal and Tethyan floras and faunas. This marine seaway between the Tethyan and Boreal Realms existed throughout the Valanginian (Fig. 7). A further transgression in the early Late Valanginian (*Prodichotomites hollwedensis* zone) expanded this seaway further. Possible shifts in the provenance of the marine floras and faunas in Poland should thus reflect sea level changes. Palaeoclimatic variation may also have influenced provenance: this has yet to be documented in the same detail as sea level changes.

The ammonite fauna of the Wawal section has been described recently in detail by KUTEK et al. (1989). The Lower Valanginian yields rich Tethyan assemblages (*Karakaschiceras* spp.), associated with Boreal (?)*Platylenticeras*. In the basal part of the subsequent Upper Valanginian (the *Prodichotomites hollwedensis* zone) Tethyan ammonites (*Saynoceras*, *Valanginites*, *Olcostephanus*, *Neocomites*, *Karakaschiceras*, *Bochianites*) are found in the same strata as the Boreal ammonite genus *Prodichotomites*. This horizon corresponds to the early Late Valanginian transgression, which is evident over much of Europe: in NW Germany the transgression caused expansion of the Lower Saxony Basin. The early Late Valanginian *Prodichotomites hollwedensis* ammonite zone shows strong influxes of Tethyan ammonites: a first immigration wave of

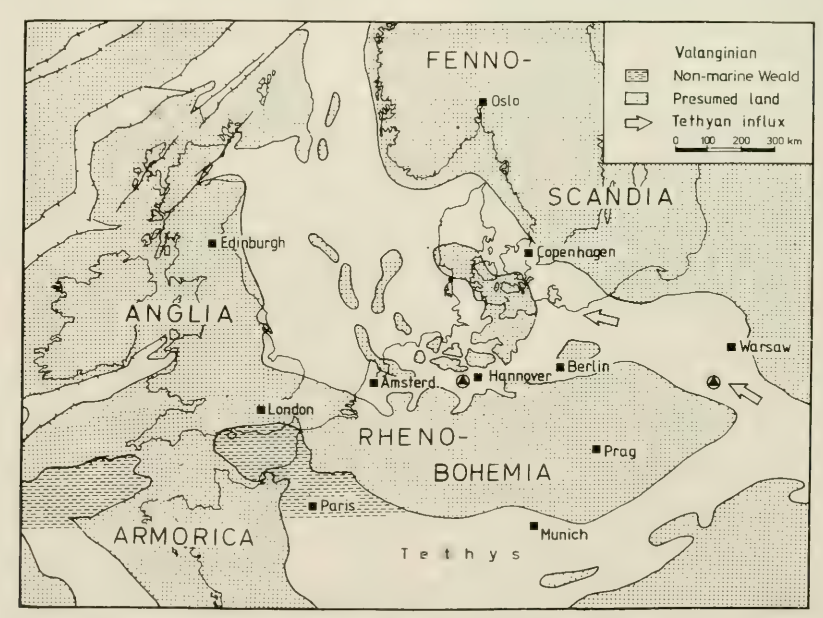


Fig. 7: Palaeogeographic map for the Valanginian of NW Europe. After MUTTERLOSE (1992a).

large sized *Olcostephanus* is followed by a main influx of *Valanginites*, *Bochianites*, *Saynoceras*, *Neohoploceras* and *Karakaschiceras* (Kemper et al. 1981, Mutterlose 1992a). The subsequent *Dichotomites* beds are dominated in the Wawal section and in NW Germany by the Boreal ammonite genera *Prodichotomites* and *Dichotomites*.

The nannofossil assemblages of both the *P. hollwedensis* zone and the subsequent *Dichotomites* beds in the Wawal section are of clearly Boreal affinities. Tethyan genera are extremly rare or absent in the *P. hollwedensis* zone. The absence of Tethyan nannofloras in beds with strong influxes of Tethyan ammonites may be explained by the following possibilities:

1. Poor preservation causing the absence of Tethyan nannofossils.
2. Water depth restricting the Tethyan elements to shallow or deep-water settings.
3. Facies control excluding Tethyan nannofossils from the Boreal siliciclastic facies.
4. Nannofossils are ecologically more sensitive than ammonites, restricting the spread of warm-water Tethyan species into the Boreal Realm.

Preservational factors can be excluded for two reasons. Though preservation in general is moderate, the samples with Boreal assemblages do not show evidence of dissolution. Furthermore Tethyan nannoconids, *Conusphaera* spp. and *C. oblongata* are more prone to solution or are solution resitant, due to their wall structure (e. g. Thierstein 1976). Water depth may control the distribution of nannofossils, limiting Tethyan species to shallow or deep water settings. However, *Nannoconus*-rich assemblages have been described from Early Cretaceous sediments of Central Italy, also in sections of palaeodepth up to 1000–2000 m (Arthur & Premoli-Silva 1982).

Busson & Noël (1991) suggested that nannoconids preferred clean, clear water, being abundant in limestone and absent or rare in siliclastic layers. This facies control could explain the absence of nannoconids in the siliciclastics of Poland and NW Germany. This fails to explain the absence of the other Tethyan taxa, which are typical in siliciclastic facies. Furthermore, no nannoconids have been observed in the Early Hauterivian „reef facies“ of the eastern part of NW Germany. This facies consists of shallow water limestones with strong influxes of stenothermal benthic warm water faunas (foraminifera, algae, sponges, corals, bryozoans; Mutterlose 1992a).

A further possibility is that the distribution of calcareous nannofossils is more strongly controlled by climatic factors than in other groups. The evidence for this is outlined below. Strong geological and palaeontological evidence suggest a major transgression for the early Late Valanginian *Prodichotomites hollwedensis* zone. This transgression obviously enabled Boreal nannofossils (*M. speetonensis*, *C. salebrosum*) and ammonites to spread south. Both species have been mentioned from the Valanginian of the southern Carpathians (Romania), where they are associated with Boreal ammonites (Melinte 1991). Despite the presence of suitable seaways, Tethyan species were not able to make their way to Poland and NW Germany, suggesting these nannofloras to be sensitive to climatic variation.

In the Tethys extremely common in limestones, nannoconids show a slightly different distribution to that of coccoliths. In the Valanginian of the Boreal Realm they are generally rare. They have only been described from the early Late Valanginian (*Prodichotomites hollwedensis* zone) of NW Germany. This short influx of Tethyan nannoconids which is coeval with the influx of Tethyan ammonites in the earliest Late Valanginian, marks a particular immigration horizon (*Nannoconus* spp. A horizon, Mutterlose 1991, 1992c). The rarity of nannoconids in the early Late Valanginian of the Wawal section, which is intermittent in between the Tethys and the Boreal Realm, is surprising. However, nannoconids are always rare in the NW German sections making up to 2% of the assemblage. The rarity of nannoconids in Poland may be explained by the factors quoted above (restricted to deep or shallow settings; facies control; climatic control). Alternatively nannoconids might have used a different migration route (e. g. a shallow sea-way via the Proto Atlantik) to invade the North Sea basin. Presently there are not enough data available to come to final conclusions.

7. CONCLUSIONS

The provenance of marine floras and faunas observed in the early Late Valanginian of Central Poland are somehow contradictory. Boreal ammonite populations remained stable even during strong Tethyan influxes. The calcareous nannofossils are, however, of purely Boreal affinities; Tethyan elements being largely absent. The nannofossil assemblages clearly support the idea of a widespread transgression in the *Prodichotomites hollwedensis* ammonite zone, allowing Boreal species to migrate towards the south. The absence of Tethyan species making their way north via the Polish basins suggests that calcareous nannofossils are extremely sensitive to climatic variations that presumably existed between the Boreal and Tethyan Realms.

8. APPENDIX

List of calcareous nannofossils in alphabetical order of generic epithets:

Assipetra infracretacea (THIERSTEIN, 1973) ROTH, 1973
Axopodorhabdus dietzmannii (REINHARDT, 1965) WIND & WISE, 1977
Biscutum constans (GORKA, 1957) BLACK, 1967
Calcicalathina oblongata (WORSLEY, 1971) THIERSTEIN, 1971
Conusphaera TREJO, 1969
Conusphaera mexicana TREJO, 1969
Corollithion geometricum (GORKA, 1957) MANIVIT, 1971
Corollithion silvaradion FILEWICZ et al. in WISE & WIND, 1977
Cretarhabdus BRAMLETTE & MARTINI, 1964
Cretarhabdus angustiforatus (BLACK, 1971) BUKRY, 1973
Cretarhabdus conicus BRAMLETTE & MARTINI, 1964
Cretarhabdus crenulatus BRAMLETTE & MARTINI, 1964
Cretarhabdus striatus (STRADNER, 1963) BLACK, 1973
Crucibiscutum salebrosum (BLACK, 1971) JAKUBOWSKI, 1986
Cruciellipsis cuvillieri (MANIVIT, 1966) THIERSTEIN, 1971
Cyclagelosphaera margerelii NOËL, 1965
Diadorhombus rectus WORSLEY, 1971
Diazomatolithus lehmanii NOËL, 1965
Discorhabdus rotatorius (BUKRY, 1969) THIERSTEIN, 1973
Eprolithus antiquus PERCH-NIELSEN, 1979
Grantarhabdus meddii BLACK, 1971
Hemipodorhabdus gorkae (REINHARDT, 1969) GRÜN in GRÜN & ALLEMANN, 1975
Kokia PERCH-NIELSEN, 1988
Lithraphidites bollii (THIERSTEIN, 1971) THIERSTEIN, 1973
Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE, 1963
Manivitella pemmatoidea (DEFLANDRE in MANIVIT, 1965) THIERSTEIN, 1971
Micrantholithus hoschulzii (REINHARDT, 1966) THIERSTEIN, 1971
Micrantholithus obtusus STRADNER, 1963
Micrantholithus speetonensis PERCH-NIELSEN, 1979
Microstaurus chiastius (WORSLEY, 1971) GRÜN in GRÜN & ALLEMANN, 1975
Nannoconus KAMPTNER, 1931
Nannoconus abundans STRADNER & GRÜN, 1973
Nannoconus borealis PERCH-NIELSEN, 1979
Nannoconus elongatus BRÖNNIMANN, 1955
Nannoconuc globulus BRÖNNIMANN, 1955
Nannoconus kamptneri BRÖNNIMANN, 1955
Perissocyclus fletcheri BLACK, 1971
Rhagodiscus asper (STRADNER, 1963) REINHARDT, 1967
Rotellapillus laffittei (NOËL, 1957) NOËL, 1973
Rucinolithus wisei THIERSTEIN, 1971
Scapholithus fossilis DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954
Sollasites arcuatus BLACK, 1971
Sollasites horticus (STRADNER et al. in STRADNER & ADAMIKER, 1966) CEPEK & HAY, 1969
Speetonia colligata BLACK, 1971
Tegulalithus septentrionalis (STRADNER, 1963) CRUX, 1986
Tegumentum striatum (BLACK, 1971) TAYLOR, 1978
Tranolithus gabalus STOVER, 1966
Tubodiscus THIERSTEIN, 1973
Vekshinella quadriarculla (NOËL, 1965) ROOD et al., 1971
Vekshinella stradneri ROOD et al., 1971
Watznaueria barnesae (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968
Watznaueria britannica (STRADNER, 1963) REINHARDT, 1964
Watznaueria ovata BUKRY, 1969
Zygodiscus diplogrammus (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) BRAMLETTE & MARTINI, 1964
Zygodiscus erectus (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) REINHARDT, 1965

List of ammonites in alphabetical order of generic epithets:

Bochianites LORY, 1898
Dichotomites KOENEN, 1909
Karakaschiceras THIEULOY, 1971
Neocomites UHLIG, 1905
Neohoploceras SPATH, 1939
Olcostephanus NEUMAYR, 1875
Platylenticeras HYATT, 1900
Polyptychites PAVLOW, 1892
Prodichotomites KEMPER, 1971
Saynoceras MUNIER-CHALMAS, 1893
Valanginites KILIAN, 1910

Plate 1 Photomicrographs from the early Late Valanginian *Prodichotomites hollwedensis* ammonite zone. All figures 3080x. The slides are deposited with the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München

Fig. 1–6 *Crucibiscutum salebrosum* (BLACK, 1971) JAKUBOWSKI, 1986. – (1, 3, 4, 5, 6) POL; (2) TL; (1, 2) Sample Hollwede 101/1/90; (3) Sample Hollwede 99/2/90; (4, 5) Sample Hollwede 103/1/90; (6) Sample Hollwede 99/1/90. Boreal species.

Fig. 7, 8 *Biscutum constans* (GORKA, 1957) BLACK, 1967. – (7) POL; (8) TL; Sample Hollwede 101/1/90.

Fig. 9–11 *Tegumentum striatum* (BLACK, 1971) TAYLOR, 1978. – POL; Sample Hollwede 97/2/90.

Fig. 12 *Diazomatolithus lehmanii* NOËL, 1965. – POL; Sample Hollwede 101/1/90.

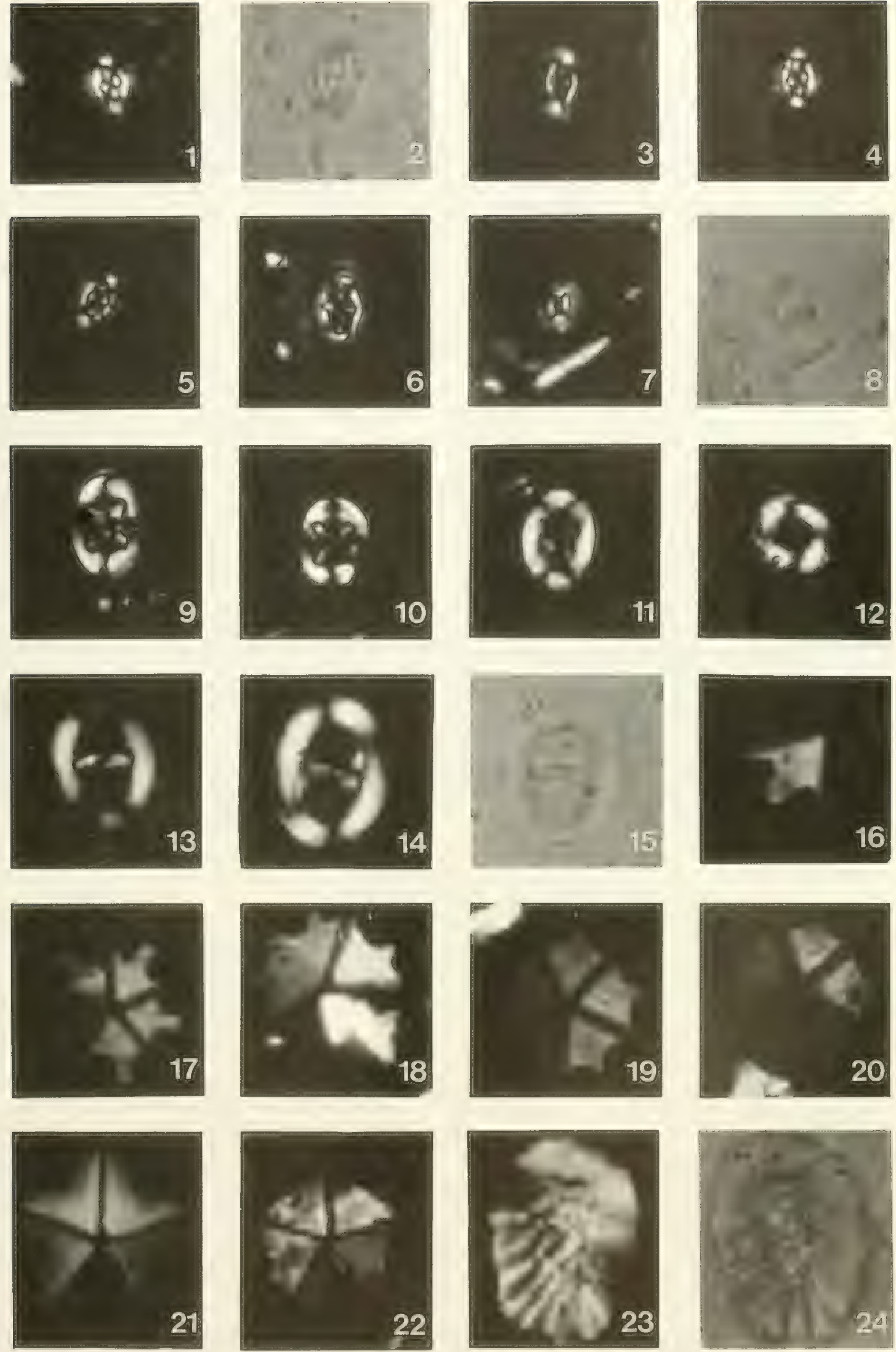
Fig. 13–15 *Speetonia colligata* BLACK, 1971. – (13, 14) POL; (15) TL; Sample Wawal 99/1/91.

Fig. 16–20 *Micrantholithus speetonensis* PERCH-NIELSEN, 1979. – POL; Sample Wawal 99/1/91. Boreal species.

Fig. 21 *Micrantholithus obtusus* STRADNER, 1963. – POL; Sample Hollwede 97/2/90.

Fig. 22 *Micrantholithus hoschulzii* (REINHARDT, 1966) THIERSTEIN, 1971. – POL; Sample Wawal 99/1/91.

Fig. 23, 24 *Nannoconus kamptneri* BRÖNNIMANN, 1955. – (23) POL; (24) TL; Sample Hollwede 101/1/90.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

REFERENCES

ARTHUR, M. A. & PREMOLI-SILVA, I. (1982): Development of widespread organic carbon-rich Strata in the Mediterranean Tethys. – In: SCHLANGER, S. O. & Cita, M. B. (Eds.), Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies, 7-54; London (Academic Press).

BARTENSTEIN, H. & BETTENSTAEDT, F. (1962): Marine Unterkreide (Boreal und Tethys). – In: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen (Ed.), Leitfossilien der Mikropaläontologie, 225–297, figs. 17–24, tab. 17–18, pl. 33–41; Berlin.

BUSSON, G. & NOËL, D. (1991): Les nannoconidés, indicateurs environnementaux des océans et mers épicontinentales du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur. – Oceanologica Acta, **14** (4): 333–356, 14 figs.; Paris.

CRUX, J. A. (1989): Biostratigraphy and palaeogeographical applications of Lower Cretaceous nannofossils from north western Europe. – In: CRUX, J. A. & VAN HECK, S. (Eds.), Nannofossils and their applications, 143–211, 14 figs., 14 pls.; Chichester.

KEMPER, E. (1978): Einige neue biostratigraphisch bedeutsame Arten der Ammoniten-Gattung *Dichotomites* (NW-Deutschland, Obervalangin). – Geol. Jb., **A 45**: 183–253, 18 figs., 16 pls.; Hannover.

KEMPER, E., RAWSON, P. F. & THIEULOY, J.-P. (1981): Ammonites of tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. – Palaeontology, **24**: 251–311, 8 figs., 13 pls.; London.

KUTEK, J., MARCINOWSKI, R. & WIEDMANN, J. (1989): The Wawal Section, Central Poland – An important link between boreal and tethyan Valanginian. – In: WIEDMANN, J. (Ed.), Cretaceous of the Western Tethys. Proc. 3rd Int. Cretaceous Symp., 717–754, 6 figs., 2 tabs., 2 pls.; Stuttgart (Schweizerbart).

MAREK, S. (1983): Epikontinentale Unterkreide-Ablagerungen in Polen. – Zitteliana, **10**: 55–64, 5 figs., 1 tab.; München.

MAREK, S. & RACZYNSKA, A. (1979): Paläogeographie der Unterkreide des nordpolnischen Beckens. – In: WIEDMANN, J. (Ed.), Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series, **A 6**: 447–462, 4 figs., 2 tab.; Stuttgart.

MELINTE, M. (1991): Late Jurassic – Early Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy from southern Carpathians (Romania). – INA Newsletter, **13** (2): 57; London.

MUTTERLOSE, J. (1990): A belemnite scale for the Lower Cretaceous. – Cretaceous Research, **11**: 1–15, 8 figs.; London.

MUTTERLOSE, J. (1991): Das Verteilungs- und Migrationsmuster des kalkigen Nannoplanktons in der borealen Unterkreide (Valangin-Apt) NW-Deutschlands. – Palaeontographica, **B 221**: 27–152, 43 figs., 17 pls.; Stuttgart.

MUTTERLOSE, J. (1992a): Migration and evolution patterns of floras and faunas in marine Early Cretaceous sediments of N-W-Europe. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **94**: 261–282, 8 figs.; Amsterdam.

MUTTERLOSE, J. (1992b): Die Unterkreide-Aufschlüsse (Berrias-Hauterive) im nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland). – Geol. Paläont. Westf., **21**: 39–113, 19 figs., 14 pls.; Münster.

MUTTERLOSE, J. (1992c): Biostratigraphy and palaeobiogeography of Early Cretaceous calcareous nannofossils. – Cretaceous Research, **13**: 167–189, 9 figs.; London.

PERCH-NIELSEN, K. (1979): Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. – In: WIEDMANN, J. (Ed.), Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series, **A 6**: 223–272, 2 pls.; Stuttgart (Schweizerbart).

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.), Plankton Stratigraphy, Cambridge earth science series, 329–426, 92 figs.; Cambridge.

RACZYNSKA, A. (1979): The stratigraphy and lithofacies development of the younger Lower Cretaceous in the Polish Lowlands. – Prace Inst. Geol., **89**: 78 pp., 27 figs., 4 pls.; Warszawa.

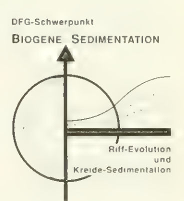
RAWSON, P. F. (1983): The Valanginian to Aptian stages - current definitions and outstanding problems. – Zitteliana, **10**: 493–500, 3 tabs.; München.

RAWSON, P. F., CURRY, D., DILLEY, F. C., HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., NEALE, J. W., WOOD, C. J. & WORSSAM, B. C. (1978): A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. – Geol. Soc. London, Spec. Rep., **9**: 70 pp., 6 figs.; London.

THIERSTEIN, H. R. (1976): Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. – Marine Micropaleontology, **1**: 325–362, 8 figs., 5 pls.; Amsterdam.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	25–39	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Kalkige Dinoflagellaten-Zysten in Hell-Dunkel-Rhythmen des Ober-Hauterive/Unter-Barrême NW-Deutschlands



Von
HELMUT KEUPP*)

Mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln

ZUSAMMENFASSUNG

Im Profilabschnitt Ober-Hauterive (*discofalcatus*-Zone) bis zum Hauptblätterton des Unter-Barrême (*fissicostatum*-Zone), der durch eine ausgeprägte sedimentäre Hell-Dunkel-Rhythmik gekennzeichnet ist, wird die Flora kalkiger Dinoflagellaten-Zysten erfaßt und ihre Vertikalverteilung interpretiert. Die Position des Profils am S-Rand des Niedersächsischen Beckens bedingt eine Dominanz obliquipithonelloider Zysten. Die jeweiligen Meeresspiegelhochstände innerhalb der mittleren *discofalcatus*-Zone und der *fissicostatum*-Zone werden durch eine signifikante Zunahme orthopithonelloider Zysten belegt. „Exotische" Kalkzysten werden überwiegend als mediterrane (*Heptasphaera michaeli, ?Bicarinellum cristatum, Alasphaera tuberculata*), teils auch als arktische Einwanderer (*Carinellum conulum*) erkannt. Die Morphotypen-Vergesellschaftung der Obliquipithonelloideae reagiert deutlich auf die Hell-Dunkel-Rhythmen. So erlangen in den dunklen Bänken grobkristalline Formen (insbesondere Vertreter der *Obliquipithonella loeblichii*-Gruppe) an Gewicht, während in hellen Bänken durch das Auftreten mediterraner Einwanderer eine diversere Flora existiert, die von feinkristallinen Vertretern (besonders der *Obliquipithonella multistrata*-Gruppe) dominiert wird. Für die Ursache der Hell-Dunkel-Rhythmik wird daher eine temperaturgesteuerte Milankovitch-Zyklizität bestätigt.

ABSTRACT

The studied section represents an obvious marly-clay (= pale-dark) rhythmically bedded sequence. It belongs to the stratigraphical interval from Upper Hauterivian (*discofalcatus* zone) to the black shale horizont „Hauptblätterton" of the Lower Barremian (*fissicostatum* zone). The flora of calcareous dinoflagellate cysts and its vertical distribution within the section have been investigated. Due to the position of the outcrop (brigg pit O. GOTT near Sarstedt) at the southern margin of the Lower Saxonian Basin, the flora is domininated by obliquipithonelloideans. The both sea level high stands during the *discofalcatus* and the *fissicostatus* zone, respectively, are marked by significantely increasing occurence of orthopithonelloideans. The most „exotic" calcareous cysts are recognized as Mediterranean immigrants (*Heptasphaera michaeli, ?Bicarinellum cristatum, Alasphaera tuberculata*), while *Carinellum conulum* is interpreted as an arctic immigrant. The assoziation of obliquipithonelloid morphotypes reacts significantely to the sedimentary pale-dark rhythms. The dark banks contain a low diverse flora with an high amount of morphotypes with walls constructed of coarse calcite crystals (particularly representants of the *Obliquipithonella loeblichii* group). In contrast, the pale banks contain a higher diverse flora due to the additional Tethyan immigrants. It is dominated by morphotypes with walls constructed by fine calcite crystals (mostly representants of the *Obliquipithonella multistrata* group). Based on the calcareous dinoflagellate flora, the opinion that the pale-dark rhythms are caused by temperature controlled Milankovitch cycles can be confirmed.

*) Prof. Dr. HELMUT KEUPP, Institut für Paläontologie, Freie Universität Berlin, Malteserstr. 74-100, Haus D, 12249 Berlin

1. EINFÜHRUNG

Insbesondere die Sedimente des Ober-Hauterive und Unter-Barrême zeigen, sowohl in den tethyalen (COTILLON & RIO 1984, FISCHER 1986) als auch den borealen Ablagerungsräumen, eine mehr oder weniger ausgeprägte Hell-Dunkel-Rhythmik. Die weiträumige Verbreitung der Rhythmen deutet nach COTILLON (1980, 1984, 1987) auf globale, periodisch wechselnde Eustatik-Ereignisse hin, die eng mit Klima- und Temperatur-Schwankungen verknüpft sind. In den Profilen Nordwestdeutschlands wechseln dunkle Tonsteine mit helleren Mergeln im dm- bis m-Bereich ab (SCHNEIDER 1963, 1964; ALIMIRZAIE 1972; MUTTERLOSE 1989, 1991). Ihre Dimension legt Milankovitch-Zyklen in einer Frequenz zwischen 33 000 und 67 000 Jahren nahe (MUTTERLOSE 1989). So kann KEMPER (1987) zeigen, daß die Hell-Dunkel-Rhythmik mit dem schwankenden Gehalt an $CaCO_3$ und $C_{org.}$ korrelliert ist. Nach seiner Vorstellung werden die Rhythmen in erster Linie durch großräumige Temperatur-Schwankungen gesteuert, wobei die Mergel wärmere Phasen mit erhöhter organischer Karbonatproduktion repräsentieren, während die dunklen Tonsteine in kühleren Zeiten mit erhöhtem Anteil detritischer Zufuhr abgelagert wurden. Der höhere Gehalt an C_{org} in den dunklen Tonsteinen läßt sich wahrscheinlich durch vermehrten Eintrag terrigenen Materials erklären. MUTTERLOSE (1989, 1991) kann anhand der Verteilung des kalkigen Nannoplanktons sehr instruktiv darlegen, daß prinzipiell - mit Ausnahme der durch diagenetische Kalkanreicherung bedingten, sehr karbonatreichen Bänke - in den hellen Lagen eine individuenreiche und diverse Flora anzutreffen ist, während in den dunklen Lagen Individuen- und Artenzahl verarmt sind. Mediterrane Florenelemente (verschiedene Arten von *Nannoconus*, *Micrantholithus* und *Conusphaera*) sind deutlich an die hellen Lagen gebunden. Daraus leitet auch er für die Hell-Dunkel-Rhythmik eine bevorzugt klimatische Steuerung ab. Diese Vorstellung wird durch die signifikant wechselnde Verteilung der Tonminerale im Ober-Hauterive des hier bearbeiteten Profils unterstützt (A. RUFFELL, Belfast, pers. Mitt.): So enthalten die hellen Lagen überwiegend Illit/Smectit-mixed layers mit geringen Anteilen von Chlorit sowie kristallinem Smectit und Illit, während die dunklen Lagen durch ein Vorherrschen von kristallinem Illit und Kaolinit mit geringeren Anteilen von Smectit und mixed layers gekennzeichnet sind. MUTTERLOSE (1991) weist jedoch darauf hin, daß vergleichbare Rhythmen möglicherweise auch durch Eustasie-Schwankungen im Sinne KLÜPFEL's (1927) interpretiert werden könnten, insbesondere da Nannoconiden und Micrantholithen als neritische Elemente gedeutet werden (ROTH & BOWDLER 1981; COVINGTON & WISE 1987).

Die Assoziationen kalkiger Dinoflagellaten-Zysten haben in verschiedenen Profilen der borealen Unterkreide deutliche Reaktionen auf mutmaßliche Milieu-Änderungen, insbesondere im Zusammenhang mit Veränderungen des Meeresspiegels und der paläoozeanographischen Bedingungen (Temperatur, Salinität, Pelagizität) gezeigt (VILLAIN 1981; KEUPP 1981, 1982, 1987, 1991 1992 a,b, 1993 (im Druck), KEUPP & MUTTERLOSE 1984). In der vorliegenden Studie wird versucht, anhand der Verteilungsmuster kalkiger Dinoflagellaten-Zysten die Hell-Dunkel-Rhythmen im Hauterive/Barrême-Grenzbereich eines für den nordwestdeutschen Raum repräsentativen Profils kausal zu interpretieren. Die Bearbeitung steht in engem Zusammenhang mit dem BCCP (Boreal Cretaceous Cycles Project), das als Teilaspekt in das DFG-Schwerpunktprogramm „Biogene Sedimentation“ integriert ist.

Der Studie liegt die raster-elektronenmikroskopische (REM) Untersuchung von insgesamt 2350 Zysten kalkiger Dinoflagellaten, die auf ca. 3330 Fotos dokumentiert sind, zugrunde. Die Zysten wurden aus dem Schlämm-Rückstand >20 µm einzeln unter dem Binokular ausgelesen und auf den REM-Probenteller mittels eines doppelseitig klebenden Klebebandes aufgebracht. Nach der Dokumentation mit Hilfe des REM wurden zahlreiche Zysten mit einer Nadel mechanisch aufgebrochen und zum Studium ihrer Wandstruktur erneut unter dem REM untersucht. Das Probenmaterial und die Fotodokumentation werden im Institut für Paläontologie, FU Berlin, aufbewahrt.

DANK

Besonderen Dank schulde ich Herrn Dr. J. MUTTERLOSE, Hannover, für die Bereitstellung der Proben und Profilaufnahmen sowie seiner stets informativen Diskussionen. Herrn F.-H. BRUGGER, Berlin, danke ich für die computergestützte Erstellung der Abb. 2. Die Arbeiten wurden von der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT im Rahmen des Projektes „Kalkdinoflagellaten des Meso- und Känozoikums“ (Ke 322-8/1-3) finanziell unterstützt.

2. BESCHREIBUNG DER CALCIODINELLACEEN IM PROFIL GOTT

2.1 PROFIL GRUBE GOTT BEI SARSTEDT

Das Profil der Ziegelei-Tongrube OTTO GOTT bei Sarstedt (Topographische Karte 1:25 000, Nr. 3725: r 35 60 400, h 57 90 650) ist bei MUTTERLOSE (1984) ausführlich dargestellt. Es erschließt insgesamt das Intervall Ober-Hauterive bis Ober-Barrême und das Ober-Apt. Der Aufschluß liegt im Marginal-

GOTT, OBER - HAUTERIVE

Lithologie m Prob. - Nr. Bankfarbe

Ober-Hauterive *discofalcatus* - Zone

Lithologie

Tonstein — bituminöser Tonstein
Tonstein mit Glaukonit — Phosphoritkonkretionen
Tonstein mit Pyrit — Kalksteinkonkretion
Tonstein mit Chondrites — Bankfarbe
Tonstein mit Bioturb. — hell / dunkel

Abb. 1: Lithologisches Profil des Ober-Hauterive der Grube Otto Gott bei Sarstedt/Niedersachsen. Nach MUTTERLOSE (1989).

bereich des östlichen Niedersächsischen Beckens. Infolge seiner Position am Nordrand der Hildesheimer Halbinsel sind die Schichtmächtigkeiten reduziert. Für die vorliegende Bearbeitung liegen Proben des ca. 22 m mächtigen Abschnittes vom Ober-Hauterive (*Simbirskites discofalcatus*-Zone) bis zum Hauptblätterton des Unter-Barrême (*Aulacoteuthis*-Zone, die sich im Untersuchungsgebiet infolge der reduzierten Sedimentmächtigkeiten weitgehend mit der Zone des Ammoniten *Haplocrioceras fissicostatum* deckt) zugrunde, die aus zwei Beprobungen durch J. MUTTERLOSE in den Jahren 1978/79 (Proben-Nr. in Abb. 2 in Klammern) und 1982 stammen. Infolge geringfügig unterschiedlicher Zusammenfassung lithologischer Einheiten zu „Bänken“ differiert teilweise die Nummerierung beider Probenserien. Das Hauptaugenmerk der Bearbeitung wurde auf die 10 Profilmeter des tieferen Abschnitts (*discofalcatus*-Zone) gerichtet (Abb. 1), in dem die Proben annähernd Bank-für-Bank untersucht wurden. Im höheren Abschnitt erfolgte lediglich eine stichprobenartige Kontrolle. Sie soll die Einpassung der Florenassoziation des Hauptblättertons (vgl. KEUPP & MICHAEL 1979) in die liegende Hell-Dunkel-Rhythmik gewährleisten.

2.2 DIE FLORA KALKIGER DINOFLAGELLATEN

Im untersuchten Profilabschnitt konnten folgende Taxa kalkiger Dinoflagellaten isoliert werden:

Familie Calciodinellaceae DEFLANDRE, 1947

2.2.1 Unterfamilie Orthopithonelloideae KEUPP, 1987

Praecalcigonellum mutterlosei
(KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979)
Taf. 1, Fig. 1-3

Nachweis: Proben 53/1 bis 56/2, 58/1 bis 59/1, 61/1 bis 63/1, 64/2 bis 69/1, (67/1), (71/1) bis (100/x).

Die Zysten repräsentieren ein „prismatisches Areationsstadium“ sensu KEUPP et al. (1991) und sind durch ihren X-förmigen Parasulcus charakterisiert. Die Form ist bisher nur aus dem gemäßigt borealen Bereich bekannt. Ihre Verbreitung in der Unterkreide konzentriert sich auf das Intervall Unter-Hauterive bis Mittleres Apt, in dem sie jedoch nicht durchgängig, sondern episodisch auftritt. Jeweils am Anfang und Ende der episodischen Vorkommen treten mehr oder weniger elongierte Zysten mit reduzierten parasuturalen Leisten auf (= *Praecalcigonellum sulcatum* (KEUPP 1979 b), die KEUPP (1992 b) als morphologische „Stress“-Formen deutet. Dementsprechend finden sich auch im bearbeiteten Profil jeweils in den Abschnitten mit lediglich sporadischem Vorkommen von Praecalcigonellen (Proben 54/1, 55/1 und (74/1) bis (79/1)) entsprechende „Stress“-Formen (Taf. 1, Fig. 2-3), während in den Abschnitten zwischen Probe 61/1 und 69/1 bzw. oberhalb (85/1), in denen *Praecalcigonellum* gehäufter auftritt, ausschließlich „Normalformen“ (Taf. 1, Fig. 1) vorzukommen scheinen.

„Echinodinella“ erinacea KEUPP, 1980
Taf. 1, Fig. 4-6

Nachweis: Proben 59/1, (69/1), (82/1) bis (100/x).

Die meist kugeligen Zysten mit einer dicken Wand aus langstengeligen Kalzitprismen zeigen im borealen Ablagerungsraum drei markante Vorkommensmaxima: tieferes Ober-Hauterive, Mittel-Barrême bis Unter-Apt, Ober-Apt bis basales Alb. Der hier betrachtete Abschnitt liegt in einer weitgehend *„Echinodinella“*-freien Periode. Dem entspricht das nur sehr sporadische Auftreten typischer Vertreter (Taf. 1, Fig. 4). Im Unter-Barrême, insbesondere im Hauptblätterton, finden sich Morphotypen, deren regelmäßige Oberfläche (z. T. durch Neomorphie der einheitlich langen Kristalle gekennzeichnet) zu *„Echinodinella“ levata* KEUPP, 1981 tendieren.

Orthopithonella porata (KEUPP, 1982)
Taf. 1, Fig. 7

Die grobkristalline Art ist nur in zwei Exemplaren aus Probe 55/1 nachgewiesen.

2.2.2 Unterfamilie Obliquipithonelloideae KEUPP, 1987

I. Morphotypen mit feinkristallinen, überwiegend doppellagigen Kalkwänden:

Alasphaera tuberculata
(PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV, 1978)
Taf. 1, Fig. 11-12

Aus Probe 67/1, dem Profilabschnitt der maximalen Pelagizität im Ober-Hauterive (s. u.), liegen drei Exemplare von *Alasphaera* vor. Die distalen Höcker, die im Gegensatz zu *Bicarinellum* auch auf der Oberfläche der inneren Kalkwand angelegt sind, können mit einer peridinialen Paratabulation korreliert werden (KEUPP 1979 a). Die Form war bisher nur aus dem Ober-Valangin/Unter-Hauterive bekannt (KEUPP 1981). Dort gilt sie als typisch „mediterranes" Florenelement, das zur Zeit des Meeresspiegelhochstandes die Phase der offenen Meeresverbindung zwischen dem gemäßigten Boreal mit der Tethys über die Karpathen-Straße (MICHAEL 1979) markiert, angesehen.

Heptasphaera michaeli KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979
Taf. 1, Fig. 13-14

Nachweise: Proben 56/1, 60/1, 63/1, 67/3, 69/1, (72/1), (74/1)

Die paratabulierten Zysten zeichnen sich durch eine einschichtige, mikrogranulare Kalkwand aus, die nach MONNET (1992) dem Typus einer isolierten obliquipithonelloiden Innenwand entspricht. Vermutlich liegen Zysten vor, die ihre äußere Kalkwand vollständig reduziert haben. *Heptasphaera* ist aus dem stratigraphischen Intervall Unter-Hauterive bis Unter-Apt (KEUPP 1981, 1993 [im Druck]) bekannt, jedoch nicht durchgängig nachgewiesen. Ihr Auftreten ist an Zeiten mehr oder weniger ausgeprägter tethyaler Beeinflussung gebunden und scheint daher aus dem Süden eingewandert zu sein. Entsprechend dem bei KEUPP (1981: Abb. 18) dargestellten vertikalen Verteilungsmuster dieser Art ist der hier betrachtete Profilabschnitt eher durch sporadische Vorkommen ausgezeichnet, während im höheren Abschnitt des Hauptblättertons bzw. seiner Äquivalente von Moorberg und Speeton ein kurzzeitiges Massenvorkommen beschrieben ist.

Obliquipithonella multistrata-Gruppe sensu KEUPP 1981

Die Sammelgruppe enthält überwiegend atabulate obliquipithonelloide Zysten, deren kalkige Außenwand aus langstengeligen Initialkristallen aufgebaut wird. Die Strukturen der kalkigen Innenwand - falls vorhanden - erscheinen innerhalb der obliquipithonelloiden Struktur-Vorgaben (vgl. KEUPP & MUTTERLOSE 1984, BANDEL & KEUPP 1985) variabel. Durch morphologische Übergangsreihen bestehen enge Beziehungen zu verschiedenen paratabulierten Morphogenera (vgl. KEUPP et al. 1991). Für die Milieu-Interpretation der insgesamt sehr variablen Zystengruppe hat sich die Unterscheidung nach grob- und feinkristallinen Morphotypen bewährt (s. u.). Folgende Morphotypen des Profils werden in der Abb. 2 unter feinkristallinen Formen subsummiert:

Obliquipithonella multistrata
(PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV, 1978)
Taf. 3, Fig. 41-47

Die kugeligen bis schwach ovoiden Zysten sind stratigraphische Durchläufer. Sie haben eine doppelschichtige Kalkwand. Die äußere besteht aus kurzstengeligen Kristallen in typischer „Kreuzbalkenstruktur". Die apikal auskeilende innere Wandung ist mikrokristallin. Die mechanisch isolierten Innen-

---

Tafel 1 Orthopithonelloideae (Fig. 1-7) und obliquipithonelloide „Exoten" aus dem Tethys-Raum (Fig. 8-17).

Fig. 1 *Praecalcigonellum mutterlosei* (KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979). - Geschlossene, 46 µm breite Zyste in Apikal-Ventral-Ansicht. Probe GOTT 67/3.

Fig. 2-3 Die langgestreckten Derivate der *P. mutterlosei* sind als *Praecalcigonellum sulcatum* (KEUPP, 1979) eingeführt. In Anlehnung an KEUPP (1992 b) können sie als „Stress"-Formen interpretiert werden. Fig. 2: Offene, 45 x 36 µm große Zyste in Apikal-Ventralansicht mit annähernd glatter Oberfläche; Probe GOTT 54/1. Fig. 3: Lateralansicht einer Zyste (44 x 37 µm) aus Probe GOTT (79-1) mit granularer Oberfläche.

Fig. 4 Die typischen Vertreter von *„Echinodinella" erinacea* KEUPP 1980 sind im untersuchten Profil selten. Ihr vermehrtes Auftreten ist im borealen Ablagerungsraum an transgressive Entwicklungen gebunden. Durchmesser 54 µm. Probe GOTT 59/1.

Fig. 5-6 Durch die annähernd einheitliche, relativ geringe Länge der Wandkristalle (distal z. T. neomorph) entstehen Zysten, deren Morphologie zwischen *„Echinodinella" levata* KEUPP, 1981 und *Orthopithonella* aff. *gustafsonii* (BOLLI, 1974) vermittelt; Probe (100/x): Fig. 5: Durchmesser 30 µm; Fig. 6: 2,6 µm dicke Wand (x 6100).

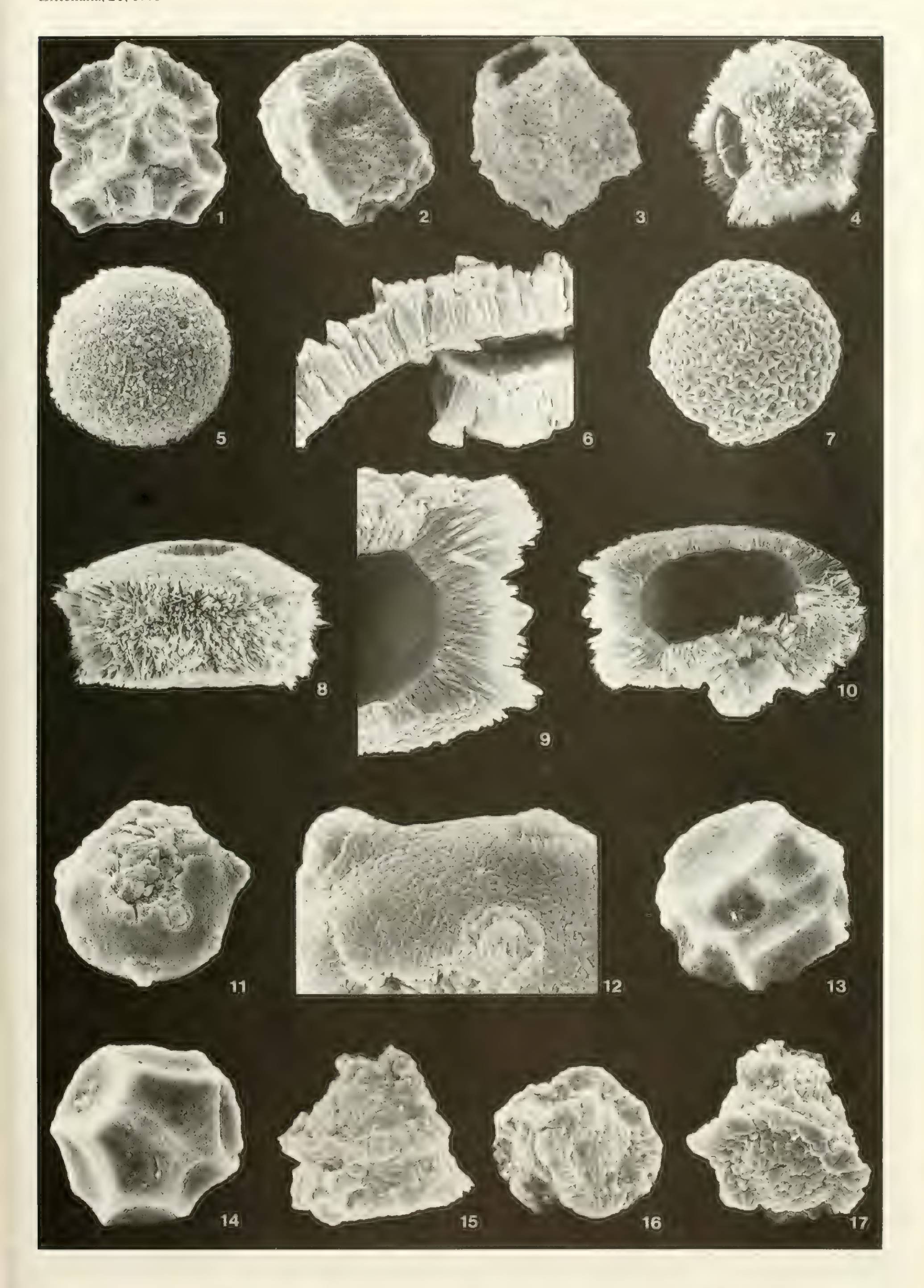
Fig. 7 *Orthopithonella porata* (KEUPP 1982). - Durchmesser 72 µm. Probe GOTT 55/1.

Fig. 8-10 Oblate, 31 x 18 µm große Zyste von *Dimorphosphaera aequatoriana* KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979 aus Probe GOTT (100/x). - Fig. 8: Seitenansicht; Fig. 9-10: selbe Zyste aufgebrochen (9: x 3200).

Fig. 11-12 *Alasphaera tuberculata* (PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV, 1978) aus Probe GOTT 67/1. - Durchmesser 36 µm mit Detail der Oberfläche (x 3000).

Fig. 13-14 *Heptasphaera michaeli* KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979. - Fig. 13: 45 µm große Zyste in Apikal-Lateral-Ansicht; Probe GOTT 69/1: Fig. 14: 50 µm große Zyste in Antapikal-Ansicht; Probe GOTT 60/1.

Fig. 15-17 *?Bicarinellum cristatum* KEUPP, 1982 ist im Profil auf helle Lagen beschränkt. - Fig. 15: 40 µm große Zyste aus Probe GOTT (74/1) in Lateralansicht; Fig. 16: 39 µm große Zyste derselben Probe in mutmaßlicher Apikalansicht; Fig. 17: Blick auf die mutmaßliche Antapikalseite einer 33 x 30 µm großen Zyste aus Probe GOTT 67/1.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

wände sind bei BOLLI (1974) als „*Pithonella carteri*“ beschrieben (vgl. Diskussion bei KEUPP 1992 a).

Bei prinzipiell gleichem Wandaufbau finden sich im borealen Ablagerungsraum, offensichtlich beschränkt auf das Ober-Hauterive und Unter-Barrême (KEUPP 1981), pirumellide Zysten mit Längen:Breiten-Verhältnissen bis 1,6. Sie wurden bei KEUPP (1979 b) als eigene Art „*Pithonella*“ *excentrica* eingeführt, aber 1981 als möglicherweise durch Warmwasser-Einflüsse bedingte phänotypische Variante von *Obl. multistrata* aufgefaßt. In Anlehnung an das systematische Konzept von KOHRING (1993) soll sie hier als forma *excentrica* geführt werden. Apikal sind die Zysten meist etwas schmäler als antapikal. Die kugelige Innenkapsel liegt apikal, während die verbreiterte antapikale Hälfte durch die apikal auskeilende mikrokristalline Innenwand verfüllt ist. Die isolierten Innenwände dieser Zysten (Taf. 3, Fig. 46-47) sind deshalb massive, annähernd halbkugelige Körper mit einer konkaven Apikalseite. Unter dem Binokular erscheinen die Zysten durch die extrem polarisierte Innenwand apikal hyalin und antapikal weiß.

Obliquipithonella tanyphloia
(KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979)
Taf. 3, Fig. 48-49

Die stets kugeligen Zysten haben eine doppellagige Kalkwand. Die mikroganulare innere Wandschicht ist analog der von *Obl. multistrata*, während die äußere Kalkwand extrem dünn ist und selten über 1 µm dick wird. Die überwiegend mikrogranularen Außenwandkristallite verbleiben in Größe und gerundeter Gestalt häufig im Nukleierungsstadium.

Obliquipithonella patriciagreeleyae (BOLLI, 1974), Typ A
Taf. 3, Fig. 50-52

Dieser Morphotyp leitet sich aus dem Formkreis der *Obl. multistrata*, mit dem sie über kontinuierliche morphologische Übergänge eng verknüpft ist, durch die distale Verbreiterung der Außenwandkristalle ab. Die Oberfläche wird durch das mehr oder weniger lückenlose Fitting der einheitlich eben begrenzten Kristallköpfe glatt. Die innere Kalkwand zeigt durch abnehmende Dicke und eine geringere Nukleierungsrate häufig die Tendenz zur Reduktion.

II. Morphotypen mit grobkristallinen, überwiegend einlagigen Kalkwänden:

Bicarinellum calvum KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979
Taf. 3, Fig. 58-59

Nachweise: Proben 52/1, 54/1, 56/1, 60/1, 61/1, 65/1, 66/1, 67/2, 69/1, (67/1), (71/1), (74/1), (79/1), (85/1) bis (100/x).

Die Formart ist im tieferen Profilabschnitt nur sporadisch vertreten, nimmt aber im Unter-Barrême an Bedeutung zu und erreicht dort 10-14 % Anteil an der Gesamt-Assoziation kalkiger Dinoflagellaten-Zysten. Die prinzipiell doppelschichtige

---

Tafel 2 Obliquipithonelloide Zysten aus dem Hauterive/Barrême-Grenzprofil der Ziegeleigrube GOTT bei Sarstedt.

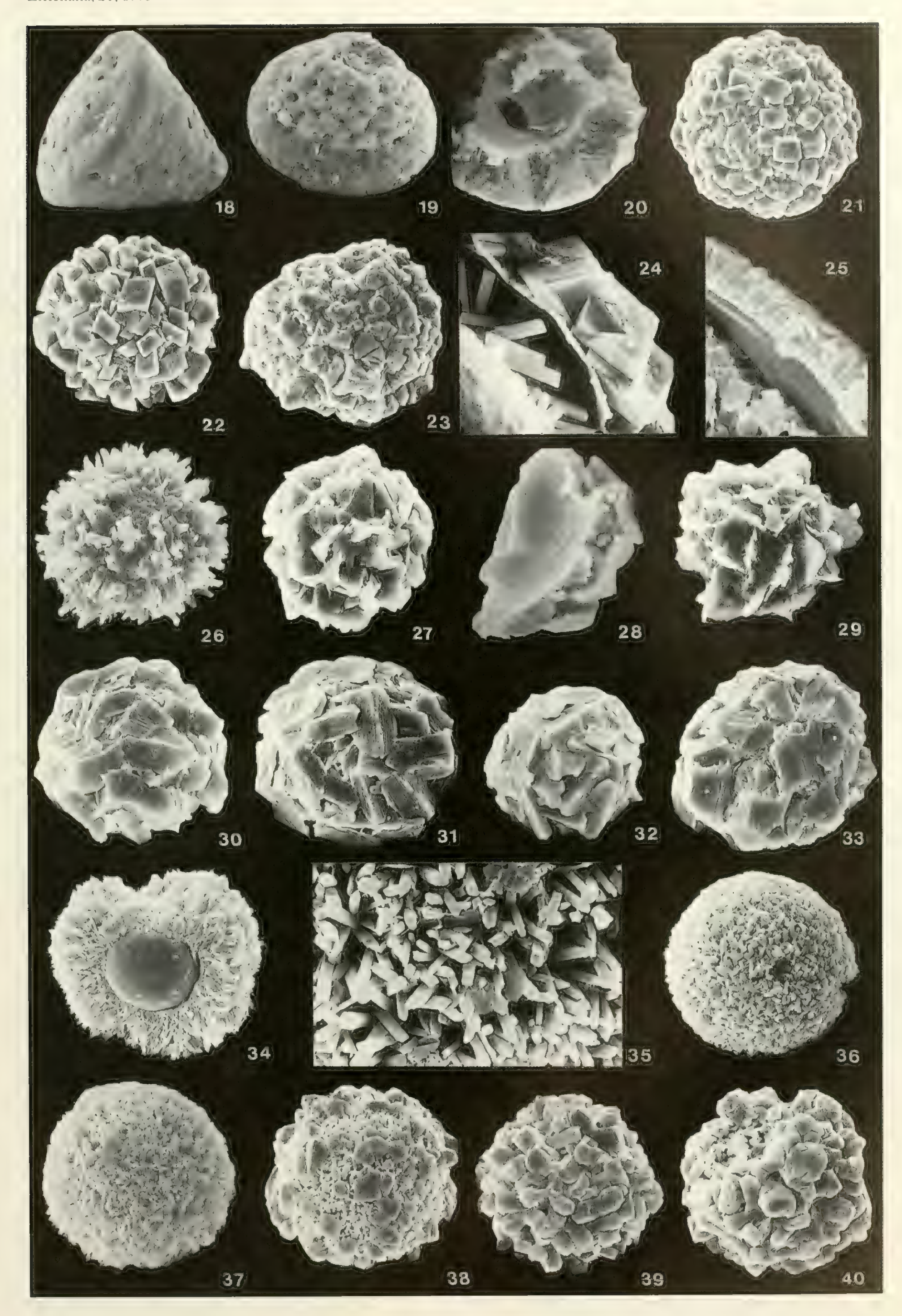
Fig. 18-20 Das kurzzeitige Auftreten der spitzkegeligen Zysten von *Carinellum conulum* KEUPP, 1981 markiert die Barrême-Basis. - Fig. 18: Zyste (38 µm breit, 36 µm hoch) in Lateralansicht aus Probe GOTT (82/1); Fig. 19: 44 µm breite Zyste mit gekappter Spitze (? Archaeopyle) aus Probe GOTT (74/1); Fig. 20: Die aufgebrochene, 38 µm breite Zyste aus Probe GOTT (79/1) zeigt an der Basis der grobkristallinen Wand Reste eines organischen Phragmas (vgl. MONNET 1992).

Fig. 21-33 Das Auftreten der grobkristallinen Vertreter der *Obliquipithonella loeblichii*-Gruppe ist signifikant mit den dunklen Bänken im Profil korreliert. Fig. 21-22: Typische Vertreter von *Obliquipithonella loeblichii* (BOLLI 1974) aus Probe GOTT 61/1 (Durchmesser 67 µm) bzw. GOTT 67/1 (Durchmesser 44 µm). - Fig. 23: 55 x 53 µm große Zyste aus Probe GOTT 60/1 mit korrodierten Oberflächen-Kristallen. Eine Unterscheidung derartiger Formen von der phänotypisch ähnlichen *Obl. thayeri* ist nur durch die Struktur der Kalkwand möglich. Fig. 24: Doppellagige, 12 µm dicke Kalk-Wand von *Obliquipithonella loeblichii*. Jede Lage mit initialem „Teppich“ einheitlich feiner idiomorpher Rhomboeder, der von blockigen, bis grobstengeligen Kristallen überwachsen wird (Probe GOTT (85/1); x 2860. Fig. 25: Mechanisch isolierte innerste (dritte) Kalkwände von *Obliquip. loeblichii* sind bei KEUPP (1981) als „*Thoracosphaera*“ cf. *tuberosa* bezeichnet. Aufgebrochene Zyste aus Probe GOTT (71/1); x 4000. Fig. 26: *Obliquipithonella spinosa* (KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979) aus Probe GOTT 64/2; Durchmesser 31 µm. Fig. 27-29: *Obliquipithonella strobila* (KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979). Fig. 27: 33 µm große Zyste aus Probe GOTT 59/1, deren Oberflächen-Leisten als dendritische Rhomboederkanten noch erkennbar sind. Fig. 28: 4,3 µm dicke, einschichtige Kalkwand; Probe GOTT (79/1); x 2560. Fig. 29: 32µm große Zyste aus Probe GOTT 59/1. Fig. 30-33: Die Zysten von *Obliquipithonella* cf. *sphenifera* KEUPP, 1987 zeigen oft eine enge morphologische Beziehung zu grobkristallinen Vertretern der *Obl. loeblichii* auf: Fig. 30: 28 µm große Zyste aus Probe GOTT 62/1. Fig. 31: Ovoide, 34 x 31 µm große Zyste aus Probe GOTT 68/1. Fig. 32: Die 28 µm große Zyste aus Probe GOTT (79/1) läßt die Ableitung der plattigen Oberflächenkristalle aus dendritischen Rhomboedern gut erkennen. Fig. 33: 39 x 34 µm große Zyste aus Probe GOTT 55/1.

Fig. 34-37 *Obliquipithonella quiltyi* (BOLLI, 1974) ist bei überwiegend einschichtiger Kalkwand durch die langstengeligen Kristalle gekennzeichnet. - Fig. 34: Aufgebrochene, 46 µm große Zyste aus Probe GOTT 58/1. Fig. 35: Oberfläche einer 29 µm großen, einfachwandigen Zyste aus Probe GOTT (100/x): x 6000. Fig. 36: 34 µm große Zyste aus Probe GOTT 66/1. Fig. 37: Feinkristalline Varianten mit gerundeten Wandkristalliten, deren Längenwachstum weniger ausgeprägt ist, repräsentieren oft immature Zysten verschiedener Morphotypen der *Obliquipithonella patriciagreeleyae/multistrata*-Gruppe. Durchmesser 34 µm; Probe GOTT 56/1.

Fig. 38-39 *Obliquipithonella thayeri* (BOLLI 1974) ist durch idiomorphe Oberflächen-Kristalle, die die initiale Wandanlage durch langstengelige Kristalle überwachsen, gekennzeichnet. Fig. 38: 56 µm große Zyste aus Probe GOTT 55/1 mit unvollständigem Aufwuchs großer Kristalle. Fig. 39: 35 µm große Zyste derselben Probe (GOTT 55/1) mit vollständiger Bedeckung der Oberfläche durch grobe Aufwuchskristalle.

Fig. 40 Die *Obliquipithonella loeblichii* mit unregelmäßiger Oberflächengestaltung ist von dem Formkreis der *Obl. thayeri* (vgl. Fig. 39) nur durch die Ausbildung blockiger Rhomboeder an der Wandbasis unterscheidbar.


18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40

Kalkwand entspricht hier überwiegend dem grobkristallinen Typ: der distale Abschnitt der äußeren Wandschicht wird von großplattigen Kristallen dominiert, die innere, apikal ausdünnende Kalkwand ist nur unvollständig mineralisiert. Der zunehmende Abbau der Leisten und Höcker, die eine bicarinate Paratabulation an der Außenwand-Oberfläche nachzeichnen, läßt über ein monocarinates Stadium (Taf. 3, Fig. 58) atabulate Morphotypen entstehen (Taf. 3, Fig. 54-55), die unter der Formart *Obliquipithonella patriciagreeleyae* Typ B (grobkristallin) geführt werden (KEUPP et al. 1991). Eine entsprechende morphologische Beziehung von *Bicarinellum calvum* zu *Carinellum monocarinatum* KEUPP, 1981, das ebenfalls durch Übergangsformen in das atabulate Stadium *Obl. patriciagreeleyae* Typ B mündet, konnte aber durch die vergleichende Analyse der organischen Wandanteile (MONNET 1993) nicht bestätigt werden. Für die Morphospezies *Obl. patriciagreeleyae* Typ B wird dadurch ein polygenetischer Status wahrscheinlich.

? Bicarinellum cristatum (KEUPP, 1981)
Taf. 1, Fig. 15-17

Nachweise: Proben 56/2, 67/1, (74/1).

Die in Nordwestdeutschland bisher nur in isolierten Vorkommen aus dem Ober-Alb (Bohrung Kirchrode 1/91), Apt/Alb-Grenzbereich und Mittel-Apt bekannt gewordene Art, kann nun erstmals aus dem Ober-Hauterive/Unter-Barrême nachgewiesen werden. Die Koppelung ihres sporadischen Auftretens an transgressive Entwicklungen und ihr Nachweis im Barrême des mediterranen Subbetikums (KEUPP 1992 b) legt nahe, daß *?Bicarinellum cristatum* ein eher tethyales Florenelement repräsentiert. Die prinzipiell einfachwandigen, trigonal-abgeplatteten Zysten werden bei KEUPP (1992 b) im Zusammenhang mit dem Formgenus *Pentadinellum* KEUPP, 1991 diskutiert.

Carinellum conulum KEUPP, 1981
Taf. 2, Fig. 18-20

Nachweise: Proben: (74/1) bis (82/1)

Die charakteristischen, kegelförmigen Zysten mit abgerundet pentagonalem Grundriß werden hier erstmals aus dem Niedersächsischen Becken vorgestellt. Ihre einschichtige Kalkwand ist dick, aus groben, blockigen bis dickstengeligen Kristallen aufgebaut. In Übereinstimmung mit dem Vorkommen des Typus-Materials im Profil Speeton/England (KEUPP 1981) sind sie auf das basale Barrême beschränkt. Sie können dadurch offensichtlich als lokaler stratigraphischer Marker für die Barrême-Basis verwendet werden.

Dimorphosphaera aequatoriana
KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979
Taf. 1, Fig. 8-10

30-40 µm große, oblate Zysten mit einschichtiger Kalkwand aus äquatorial langstengeligen Kristalliten. Aus dem Profil (Haupt-Blätterton) liegt nur das abgebildete Individuum vor. Das bisher stets nur sporadische Vorkommen dieser Art (Unter-Barrême bis Mittel-Apt (KEUPP & MICHAEL 1979, KEUPP 1981, 1982 b) und die Vergesellschaftung mit anderen tethyalen

---

Tafel 3 Obliquipithonelloide Zysten aus dem Hauterive/Barrême-Grenzprofil der Ziegeleigrube GOTT bei Sarstedt.

Fig. 41-47 *Obliquipithonella multistrata* (PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV, 1978) inklusive ihren pirumelliden Phänotypen [= forma *excentrica* (KEUPP 1979)]. - Fig. 41: 51 µm große, kugelige Zyste aus Probe GOTT 54/1. - Die Reihe der Fig. 44-42-43 gibt ausgehend von der Kugel (Fig. 41) eine kontinuierliche Steigerung der Form-Varianten über oval bis pirumellid wider (Apex jeweils im Bild links): Fig. 44: 76 x 61 µm große Zyste (L:B = 1,25) aus Probe GOTT 63/1. Fig. 42: 67 x 51 µm große Zyste (L:B = 1,31) aus Probe GOTT 59/1. Fig. 43: 79 x 52 µm große Zyste (L:B = 1,52) aus Probe GOTT 59/1. Fig. 45: Aufgebrochene, ovoide Zyste aus Probe GOTT (74/1). Die 35 µm große, kugelige innere, vom organischen „Endophragma" umschlossene Kapsel liegt excentrisch, wodurch die feinkristalline innere Kalkwand apikal auskeilt. Fig. 46: Die aufgebrochene Zyste aus Probe GOTT 60/1 (x 700), deren apikale Hälfte (inkl. organischer Innenkapsel) verloren ging. Fig. 47: Isolierte kalkige Innenwände der forma *excentrica* liegen durch die Beschränkung ihrer Anlage auf die antapikale Zystenhälfte in Form massiver Körper mit apikaler Eindellung (Abdruck der organischwandigen Innenkapsel) vor. Probe GOTT 69/1, Durchmesser 55 µm.

Fig. 48-49 *Obliquipithonella tanyphloia* (KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979) ist ein stets kugeliges Derivat der *Obl. multistrata*, das sich durch die extrem dünne äußere Kalkwand auszeichnet. Fig. 48: 49 µm große Zyste, mit weitgehend abgeschalter Außenwand; Probe GOTT 58/1. Fig. 49: Oberfläche einer analogen, 55 µm großen Zyste aus Probe GOTT 67/3; x 5000.

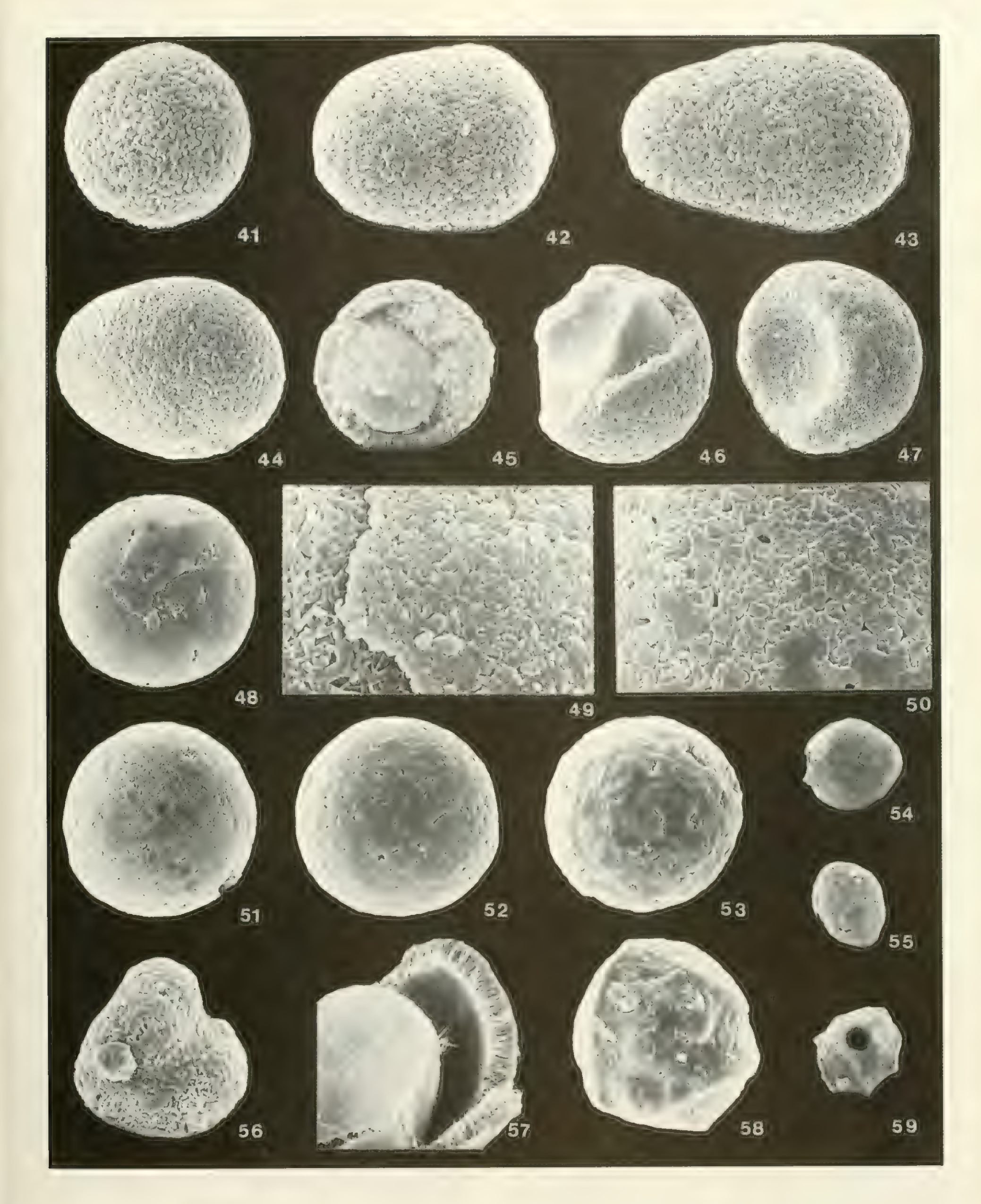
Fig. 50-51 *Obliquipithonella patriciagreeleyae* (BOLLI, 1974) Typ A (feinkristalline, doppelwandige Variante) aus Probe GOTT 67/1 (Durchmesser 70 µm) mit Detail der Oberfläche (50): x 2200.

Fig. 52 *Obliquipithonella patriciagreeleyae* (BOLLI, 1974) Typ A tendiert durch Vergröberung der Oberflächenkristalle zum grobkristallinen Morphotyp B: 53 µm; Probe GOTT 65/1.

Fig. 53-55, 57 Die grobkristallinen Vertreter von *Obliquipithonella patriciagreeleyae* (BOLLI, 1974) Typ B haben meist nur rudimentär bis nicht verkalkte Innenwände. Fig. 53: kugelige Zyste (Durchmesser 55 µm) aus Probe GOTT 58/1. Fig. 54: ovoide, einfachwandige Zyste, die durch die Ausbildung schwacher Kanten auf der Oberfläche zum Formkreis des *Bicarinellum calvum* tendiert: 54 x 48 µm, Probe GOTT (85/1). Fig. 55: langovale Zyste (65 x 50 µm) aus Probe GOTT (85/1). Fig. 57: Die einschichtige, ca. 6 µm dicke Kalkwand ist basal durch langstengelige Kristalle gekennzeichnet, die distal von grobplattigen Kristallen überwachsen werden. Probe GOTT (85/1); x 1000.

Fig. 56 *Nephrodinella reniformis* KEUPP, 1981 (Durchmesser 28 µm) aus Probe GOTT (79/1).

Fig. 58-59 *Bicarinellum calvum* KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979. - Fig. 58: Durch weitgehenden Abbau der präcingularen Ringleiste annähernd monocarinate Zyste in Ventrolateral-Ansicht (52 x 46 µm) aus Probe GOTT (100/x). Fig. 59: Dorsalansicht einer typisch, bicarinaten Zyste (Länge 58 µm) aus Probe GOTT (85/1). Das ca. 2,5 µm große Loch im Paracingulum wird auf Mikrobohrer zurückgeführt.


41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59

Elementen, läßt eine Einwanderung aus dem mediterranen Raum jeweils während der Phasen des Meeresspiegelhochstandes vermuten.

Nephrodinella reniformis KEUPP, 1981
Taf. 3, Fig. 56

Nachweise: Proben (79/1), (85/1), (100/x).

Die stets einschichtigen Kalkwände der nierenförmigen Zysten sind aus tafeligen Kristalliten aufgebaut. Die Oberfläche wird oft durch ein noch erhaltenes organisches Phragma maskiert, das der gesamten Zyste den Charakter einer isolierten obliquipithonelloiden Innenwand verleiht. Der Nachweis einer dazugehörigen äußeren Kalkwand konnte bisher jedoch noch nicht erbracht werden. Die Form ist im vorliegenden Profil auf sporadische Vorkommen im Unter-Barrême beschränkt, ist aber aus dem Niedersächsischen Becken und von Speeton auch aus dem Ober-Hauterive bekannt.

Obliquipithonella multistrata-Gruppe sensu KEUPP 1981

Innerhalb der formenreichen *Obliquipithonella multistrata*-Gruppe repräsentiert *Obliquipithonella quiltyi* (BOLLI, 1974), die im vorliegenden Profil häufig auftritt, hinsichtlich der generellen Eingruppierung in fein- und grobkristalline Morphotypen eine intermediäre Stellung. Individuen mit einfacher Kalkwand aus langstengeligen Außenwandkristallen gehören eher zu den grobkristallinen Vertretern (vgl. KEUPP 1993: im Druck), während die hier vielfach auftretenden Individuen mit mäßig dicken Außenwänden und dünnen, ± mikrogranularen Innenwänden eher der Gruppe feinkristalliner Morphotypen zuzurechnen ist. Die Abb. 2 trägt der ambivalenten Stellung des Morphotyps *Obl. quiltyi* durch ihre separate Darstellung Rechnung.

Obliquipithonella quiltyi (BOLLI, 1974)
Taf. 2, Fig. 34-37

Die meist kugeligen Zysten leiten sich aus dem Formenkreis der *Obl. multistrata*, mit der sie über eine kontinuierliche Reihe von Übergangsformen eng verbunden ist, durch eine Verlängerung der Außenwandkristalle bei gleichzeitiger Reduktion der Innenwand-Mineralisation ab. Die ausschließlich morphologische Typisierung führt bei der geringen Zahl der in sich sehr variablen Charaktere zu einer künstlichen Zusammenfassung ähnlich aussehender Zysten, die aber aus unterschiedlichen Formgruppen ableitbar sind (vgl. KEUPP et al. 1991). So repräsentieren Zysten, deren Außenwand feinstengelig mit nur mäßig verlängerten Kristall-Leisten ausgebildet ist, zum Teil immature Stadien verschiedener Morphotypen mit distalem Aufwuchs grober Kalzitkristalle. Daher finden sich auch kontinuierliche morphologische Übergänge zur *Obl. thayeri*-Reihe sowie zur grobkristallinen *Obl. patriciagreeleyae*-Reihe.

Folgende Morphotypen des Profils werden in der Abb. 2 unter den grobkristallinen Formen der *Obliquipithonella multistrata*-Gruppe subsummiert:

Obliquipithonella thayeri (BOLLI, 1974)
Taf. 2, Fig. 38-39

Nachweise: Durchgehend in fast allen Proben: 52/1 bis (71/1), (79/1) bis (85/1).

Überwiegend einfach-wandige Zysten, deren initiale Kalkwand-Basis in langstengeliger Kreuzbalken-Struktur distal von idiomorphen, groben Kalzit-Kristallen überwachsen wird. Gelegentlich auftretende, innere Kalkwände sind nur rudimentär durch grobe Kalzit-Kristalle mineralisiert.

Obliquipithonella patriciagreeleyae (BOLLI, 1974), Typ B
Taf. 3, Fig. 53-55, 57

Nachweis: vereinzelt in den Proben 52/1 bis 54/1, 58/1, 68/1, 69/1, (69/1) bis (100/x).

Einfachwandige kugelige bis ovoide Zysten. Die Kalkwand weist an ihrer Basis langstengelige Kristalle in „Kreuzbalkenstruktur" auf, die distal von großplattigen Kristallen überwachsen werden. Die glatte Oberfläche ist durch die dichte, unregelmäßige Verzahnung der Kristallplatten bedingt.

Obliquipithonella loeblichii-Gruppe sensu KEUPP 1981

Die Sammelgruppe enthält atabulate obliquipithonelloide Zysten, deren kalkige Außenwand aus blockigen Initialkristallen aufgebaut wird.

Obliquipithonella loeblichii
Taf. 2, Fig. 21-25, 40

Nachweis: Mit Ausnahme von Probe 56/1 und 69/1 durchgängig vertreten.

Grobkristalline Zysten mit doppelter bis dreifacher (MONNET 1993: Abb. 11) Kalkwand, deren einzelne Lagen durch organische Phragmen separiert sind. Die Außenwand ist stets aus unregelmäßig angeordneten, annähernd gleichseitigen Rhomboedern aufgebaut, deren Größe deutlichen individuellen Schwankungen unterliegt (vgl. KEUPP 1981). Die inneren kalkigen Wandschichten können analog der äußeren strukturiert sein, oder mit grobstengeligen bis leistenförmigen Kristallen versehen sein (Taf. 2, Fig. 24). Isolierte Innenwände des zweiten Typs, die analog auch bei grobkristallinen Vertretern der *Obl. multistrata*-Gruppe vorkommen, sind bei BOLLI (1974) als eigene Art *„Pithonella mcnighti"* (= *Obliquipithonella macnightii* (BOLLI) LENTIN & WILLIAMS, 1985) eingeführt worden (vgl. Diskussion bei KEUPP 1992 b). Die dritte (innerste), oft nur unvollständig mineralisierte Kalkwand ist stets sehr dünn (1-2 μm). Auch sie kommt gelegentlich isoliert vor und ist bei KEUPP (1981: Taf. 12/7-12) aus dem Unter- und Mittel-Barrême fälschlicherweise als orthopithonelloide Form *„Thoracosphaera* cf. *tuberosa"* beschrieben.

Die blockigen, zum Teil nur mit schlechten Flächen ausgebildeten Wandkristalle der um 30 μm kleinen, sehr „dünnwandigen" Zysten täuschen teilweise nur eine radiale Orientierung vor (Taf. 2, Fig. 25). Im vorliegenden Profil sind diese Morphotypen vor allem in dem Abschnitt zwischen den Proben (67/1) und (71/1) vertreten, in dem *Obl. loeblichii* auch besonders häufig ist.

Obliquipithonella strobila (KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979)
Taf. 2, Fig. 27-29

Nachweise: 53/1, 58/2, 59/1, 63/1, 68/1, (67/1) bis (71/1), (79/1) bis (100/x).

Einfachwandige Zysten, deren Oberfläche durch schräg bis senkrecht zur Oberfläche orientierte Leisten bzw. Platten modifiziert ist. Sie leiten sich durch dendritisches Kantenwachstum aus blockigen Kalzit-Rhomboedern ab.

Obliquipithonella spinosa (KEUPP, in KEUPP & MICHAEL 1979)
Taf. 2, Fig. 26

Nachweise: 62/1, 64/2, 67/2, (67/1) bis (71/1), (82/1) bis (100/x).

Ähnlich *Obl. strobila* und meist mit ihr vergesellschaftet, jedoch infolge dendritischen Vorauswachsens der Rhomboeder-Ecken bzw. einzelner langstengeliger Rhomboeder spinos.

Obliquipithonella cf. *sphenifera* Keupp, 1987
Taf. 2, Fig. 30-33

Nachweise: 55/1, 62/1, 67/2, 68/1, (74/1)

Einfachwandige kugelige Zysten, deren grobe, annähernd gleichseitige Kalzitrhomboeder durch dendritisches Wachstum zu tangential angeordneten, sich gegenseitig überlappenden Platten umgestaltet sind. Der prinzipiell plattige Habitus der Skelettkristalle belegt die enge Beziehung zu *Obl. strobila*, während die Tendenz zu ihrer geregelten, tangentialen Anordnung der ovoiden *Obl. sphenifera* aus dem Ober-Alb nahekommt. Gleiche Morphotypen sind bei KEUPP (1992 b: Taf. 11/4-5) bereits aus dem mittleren Apt vorgestellt.

2.3 VERTIKALVERTEILUNG DER KALKIGEN DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN

Der Profilabschnitt im Hauterive-Barrême-Grenzbereich läßt folgende Verteilungsmuster kalkiger Dinoflagellaten-Zysten erkennen (Abb. 2):

* Die Relation zwischen Ortho- und Obliquipithonelloideen ist durch eine permanente Dominanz der Obliquipithonelloideen gekennzeichnet. Jedoch fallen - kaum beeinflußt durch die Hell-Dunkel-Rhythmik - zwei Abschnitte durch eine deutliche Zunahme orthopithonelloider Morphotypen (30 bis 44 % Anteil an der Gesamtassoziation) auf:

– Im Ober-Hauterive zwischen den Proben 64/2 und 69/1 sowie

– Im Hauptblätterton des Unter-Barrême.

* Die quantitative Zusammensetzung charakteristischer Morphotypen-Gruppen innerhalb der Obliquipithonelloideen läßt für den betrachteten Profilabschnitt insgesamt einen wenig signifikanten Trend zu gröberkristallinen Morphotypen erkennen, der durch die vorübergehende Zunahme feinkristalliner Formen im Ober-Hauterive (zwischen den Proben 62/1 und 67/1) unterbrochen wird.

* Folgende Verteilungsmuster sind signifikant mit den kleindimensionierten sedimentären Hell-Dunkel-Rhythmen korreliert:

1. Die Vertreter der grobkristallinen *Obliquipithonella loeblichii*-Gruppe treten in den dunklen Lagen, im Profil vom Liegenden zum Hangenden insgesamt zunehmend, mit Anteilen an der Obliquipithonelloideen-Flora zwischen 10 und >40 % deutlich hervor, während ihr Anteil in den hellen Lagen zwischen 0 und 15 % beträgt.
2. Die Summe grobkristalliner Morphotypen beider obliquipithonelloider Formgruppen (*Obl. loeblichii-* + *Obl. multistrata*-Gruppe) nimmt in den dunklen Lagen zu, in den hellen ab. Die bedeutenderen Vorkommen der intermediären Formart *Obliquipithonella quiltyi* sind offensichtlich an die hellen Lagen gebunden und somit überwiegend dem feinkristallinen Typus zuzuordnen.
3. Das Auftreten der „exotischen" Arten *Alasphaera tuberculata, Heptasphaera michaeli* und ?*Bicarinellum cristatum* ist ausschließlich an helle Sedimentlagen gebunden und trägt zur prinzipiell höheren Formen-Diversität der hellen Lagen bei. Weniger signifikant scheint auch das Vorkommen von *Bicarinellum calvum* mit den hellen Bänken korreliert zu sein.

* Dagegen ist keine konsequente Abhängigkeit von den Hell-Dunkel-Rhythmen bei den pirumelliden Zysten von *Obliquipithonella multistrata* f. *excentrica* erkennbar, die übereinstimmend im Niedersächsischen Becken und im Nordsee-Becken auf den Hauterive/Barrême-Grenzbereich beschränkt sind (KEUPP 1981, MONNET 1993).

* Das von der Hell-Dunkel-Rhythmik offensichtlich wenig beeinflußte Einsetzen von *Carinellum conulum* an der Barrême-Basis und die Beschränkung auf einen sehr kurzen Profilabschnitt ist in Übereinstimmung mit dem Typusvorkommen der Art in Speeton (Nordsee-Becken). Das Auftreten der Art im gemäßigt borealen Raum kann daher möglicherweise als guter biostratigraphischer Marker gewertet werden.

3. INTERPRETATION DER VERTIKALVERTEILUNG

Die milieuabhängige Interpretation von Floren kalkiger Dinoflagellaten-Zysten basiert im wesentlichen auf zwei übereinstimmend in unterschiedlichsten Profilen und stratigraphischen Positionen beobachteten Phänomenen (vgl. KEUPP 1991, 1992a,b, 1993: im Druck; AKSELMAN & KEUPP 1991; KOHRING 1993):

1. Die Vertreter der verschiedenen Subfamilien zeigen jeweils bevorzugte Lebensbereiche: Orthopithonelloideae, die überwiegend einschichtige Kalkwände haben und z. T. ihr Zystenstadium als Tiefplankton überdauern: Außenschelf und offenes Pelagial; Obliquipithonelloideae, die als bevorzugt benthische Zysten überwiegend dicke, meist doppelschichtige Kalkwände ausbilden: Neritikum und innerer Schelf. Die erst in stratigraphisch jüngerer Position relevanten Pithonelloideae markieren vor allem den offenen Schelfbereich (VILLAIN 1981).

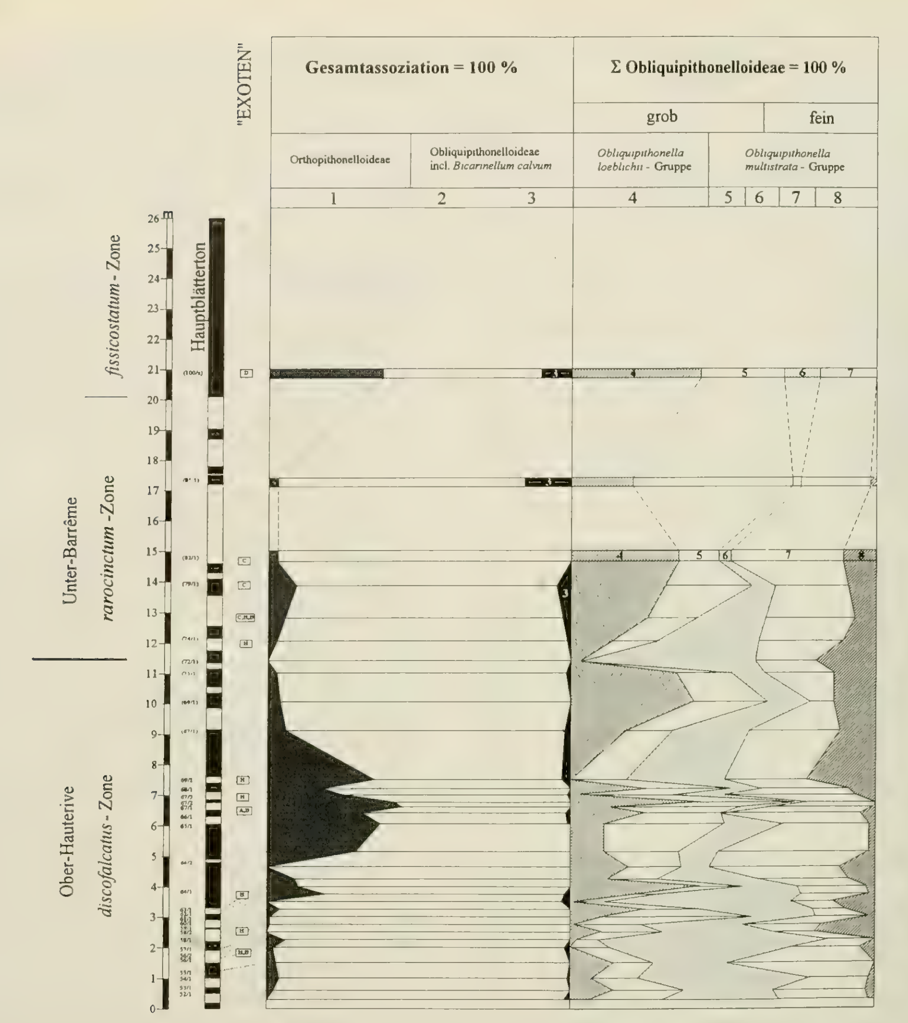


Abb. 2: Vertikalverteilung kalkiger Dinoflagellaten-Zysten im Ober-Hauterive und Unter-Barrême der Grube Otto Gott bei Sarstedt/Niedersachsen: Als „exotische" Zysten lassen sich ansprechen: Mediterrane Immigranten: A = *Alasphaera tuberculata*; B = *?Bicarinellum cristatum*; D = *Dimorphosphaera aequatoriana*; H = *Heptasphaera michaeli*. Arktische Immigranten: C = *Carinellum conulum*.
Die Spalten 1-8 der quantitativen Auswertung bedeuten:
1: %-Anteil aller Orthopithonelloideae;
2: %-Anteil aller Obliquipithonelloideae (ohne *Bicarinellum calvum*);
3: %-Anteil von *Bicarinellum calvum*;
4: %-Anteil der *Obliquipithonella loeblichii*-Gruppe (*O. loeblichii* + *O. strobila* + *O. spinosa*);
5: Grobkristalline Vertreter der *Obliquipithonella multistrata*-Gruppe: *O. patriciagreeleyae* Typ B + *O. thayeri* + *Bicarinellum*;
6: %-Anteil von *Obliquipithonella quiltyi*;
7: %-Anteil feinkristalliner Vertreter der *Obl. multistrata*-Gruppe: *O. multistrata* (ohne forma *excentrica*) + *O. patriciagreeleyae* Typ A + *Alasphaera* + *Heptasphaera*;
8: %-Anteil von *Obliquipithonella multistrata* f. *excentrica*.

2. Innerhalb vieler Obliquipithonelloideen scheinen phänotypische Reaktionen aufzutreten, die in kausalem Zusammenhang mit (primären) Schwankungen des Karbonatgehaltes im Wasser (und Sediment) stehen. Diese können teils mit Salinitätsschwankungen (Keupp & Mutterlose 1984), überwiegend wohl aber - gesteuert über die Löslichkeit des CO_2 - mit Temperaturveränderungen des Oberflächenwassers in Verbindung gebracht werden. So sprechen grobkristalline Morphotypen, die oft nur einschichtige Kalkwände aufweisen, für eine nur mäßig gesteuerte Mineralisation des Typs II nach Mann (1989) unter kühleren Bedingungen, während die Dominanz feinkristalliner Morphotypen mit überwiegend doppelschichtigen Kalkwänden eine Mineralisation unter wärmeren Einflüssen nahelegt (vgl. Monnet 1993).

Ausgehend von diesen Prämissen läßt sich die Vertikalverteilung kalkiger Dinoflagellaten-Zysten für den hier betrachteten Profilabschnitt folgendermaßen interpretieren:

Die deutliche Dominanz obliquipithonelloider Kalkzysten im gesamten Profil entspricht seiner neritischen Position am Rande der Hildesheimer Halbinsel. Trotz der marginalen Lage paust sich der maximale Transgressionsschub durch die deutliche Zunahme der orthopithonelloiden Zysten im mittleren Abschnitt der *discofalcatus*-Zone durch. Er ist mit dem 3. Nannoconiden-Event (MUTTERLOSE 1989, 1991) korreliert, das mit dem Meeresspiegel-Hochstand des ausgehenden Hauterive (HAQ et al. 1987) übereinstimmt. Der Einfluß mediterraner Faunen- und Florenelemente, wie er übereinstimmend in diesem Profilabschnitt nachgewiesen ist (MICHAEL 1979, MUTTERLOSE 1989, 1991), läßt sich auch anhand der „exotischen“ Kalkdinoflagellaten bestätigen. Insbesondere sei das vereinzelte Vorkommen von *Alasphaera* genannt. Die ursprünglich aus dem Ober-Valangin vor Marokko beschriebene Form (PFLAUMANN & KRASHENINNIKOV 1978) ist im borealen Raum bisher nur aus dem Unter-Hauterive bekannt gewesen, wo sie sehr instruktiv das Transgressions-Maximum dokumentiert (KEUPP 1981). Im gesamten Intervall des tieferen Ober-Hauterive fehlt *Alasphaera*. In ähnlicher Weise kann ?*Bicarinellum cristatum* als typischer Transgressionsanzeiger angesehen werden (s. o.). Der erneute Anstieg der Orthopithonelloideen im Blätterton des oberen Unter-Barrême (= *fissicostatum*-Zone) nach dem fast völligen Aussetzen derartiger Formen im unteren Unter-Barrême (= *rarocinctum*-Zone) belegt den erneuten Meeresspiegelhochstand. Insbesondere durch *Heptasphaera michaeli*, die im höheren Blätterton ihr Individuum-Maximum innerhalb des borealen Ablagerungsraumes erreicht (KEUPP 1981), kann auch für diesen Abschnitt eine tethyale Beeinflussung wahrscheinlich gemacht werden. Der Meeresspiegel-Hochstand ermöglichte offensichtlich trotz der Schließung der Karpathen-Straße (MICHAEL 1979, MUTTERLOSE 1991) und dem dadurch bedingten zunehmenden arktischen Einfluß (s. u.) diesen Austausch noch vor der Öffnung des Proto-Ärmelkanals im Apt.

Das Auftreten der tethyalen Kalk-Dinoflagellaten nur in den hellen Sedimenten bestätigt erneut die Vorstellung, daß die Hell-Dunkel-Rhythmen temperatur- (und wahrscheinlich klima-) induziert sind. Dem entspricht auch, daß die borealen und kosmopolitisch auftretenden Kalk-Dinoflagellaten phänotypisch reagieren. So dominieren in den mutmaßlich kühleren Phasen grobkristalline Morphotypen, insbesondere durch das verstärkte Auftreten von Vertretern der *Ob. loeblichii*-Gruppe, während in den wärmeren Zeiten, in denen sich auch die tethyalen Elemente ausbreiten können, die feinkristallinen Morphotypen der *Obl. multistrata*-Gruppe überhand gewinnen.

Die Vertikal-Verteilung von *Bicarinellum calvum* im borealen Raum, die bei KEUPP (1981: Abb. 12) dargestellt ist, erhält durch die vorliegende Koppelung an die hellen Bänke eine nachträgliche Erläuterung: Ihr erstes Auftreten im Ober-Hauterive fällt mit dem Transgressionsmaximum innerhalb der *discofalcatus*-Zone zusammen. Das Persistieren über die Phasen des unmittelbaren Tethys-Einflusses hinaus im unteren und mittleren Barrême belegt aber, daß es sich nicht um einen typischen Gast aus der Tethys handelt. Vielmehr zeigt *Bicarinellum calvum* durch den temporären Wandel der äußeren Gestalt von elongat zu kugelig und die unterschiedliche Mineralisation der inneren Kalkwand deutliche phänotypische Reaktionen auf die mutmaßlichen Veränderungen der Wassertemperatur. Ein Phänomen, das bei echten „Exoten“ nicht beobachtet werden kann, die sich durch ihre morphologische Konstanz auszeichnen. „Exoten“ treten somit nur auf, wenn die für sie gewohnten Milieubedingungen existieren. Für *Bicarinellum calvum* läßt sich daraus ableiten, daß die zugehörigen thekaten Stadien prinzipiell ortsständig (= boreal) sind. Sie reagieren aber auf die Warmwasser-Bedingungen durch episodische Ausbildung paratabulierter Zysten, die nach der morphologischen Taxonomie gattungsrelevante Merkmale zeigen, während zu kühleren Zeiten lediglich eine morphologische Minimal-Zyste ausgebildet wird (vgl. KEUPP 1984, KEUPP et al. 1991; Diskussion über vergleichbare Modifikationen bei *Praecalcigonellum*/“*Echinodinella*“ in KEUPP 1992 b). In der Tat kann vor allem im Profil Speeton gezeigt werden, daß das mutmaßlich atabulate Stadium, das als grobkristalline *Obliquipithonella patriciagreeleyae* Typ B bezeichnet wird, vom Unter-Hauterive bis ins Barrême durchgehend vertreten ist (KEUPP 1981: Abb. 24 E).

In ähnlicher Weise kann das Vorkommen der pirumelliden *Obliquipithonella multistrata* f. *excentrica* gedeutet werden. Ihre Beschränkung im borealen Raum auf den stratigraphischen Abschnitt des Hauterive/Barrême-Grenzbereichs legt einen unmittelbaren Zusammenhang ihres Vorkommens mit dem Meeresspiegelhochstand und dem mediterranen Warmwasser-Einfluß nahe. Diese Vorstellung wird durch das Auftreten analoger Morphotypen der *Obliquipithonella patriciagreeleyae*-Reihe im unteren Alb (= *Obliquipithonella sliteri* [BOLLI 1980]), in dem ebenfalls mediterrane Einflüsse nachweisbar sind (KEUPP 1982), gestützt. Das durchgehende Vorkommen vom Ober-Hauterive in das Unter-Barrême, einer Zeit der unterbrochenen Verbindung zur Tethys, legt analog zur Diskussion bei *Bicarinellum calvum* nahe, daß *Obl. multistrata* f. *excentrica* eine prinzipiell im Ablagerungsraum heimische Form ist, die auf den Warmwasser-Einfluß phänotypisch reagiert. So läßt sich auch eine prinzipielle, jedoch nicht immer sehr signifikante Korrelation ihres Vorkommens mit den hellen Sediment-Lagen erkennen (Abb. 2: Spalte 8). Die gelegentlichen „Ausreißer“ (z. B. Proben 57/1, 64/1) sind zur Zeit noch nicht erklärbar.

Das kurzzeitige und unvermittelte Auftreten des recht formkonstanten *Carinellum conulum* legt eine episodische Einwanderung nahe. Aufgrund der zu dieser Zeit unterbrochenen Verbindungswege nach Süden muß sie jedoch - im Gegensatz zu den übrigen „Exoten“ - aus dem Norden bezogen werden. Die sehr grobkristalline Wandstruktur von *Carinellum conulum* unterstützt die Vorstellung einer arktischen Form. Als weiterer Hinweis für eine Abkühlung im Unter-Barrême kann die sich im Gesamtprofil trotz der Überlagerung durch die kleindimensionierte Milankovitch-Rhythmik abzeichnende Zunahme kälteliebender, grobkristalliner Morphotypen, insbesondere von Vertretern der *Obliquipithonella loeblichii*-Gruppe, verstanden werden. Durch die Schließung der Karpathen-Straße zur Zeit der Hauterive/Barrême-Grenze geriet das Oberflächenwasser offensichtlich unter zunehmend arktischen Einfluß.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Akselman, R. & Keupp, H. (1990): Recent obliquipithonelloid calcareous cysts of *Scrippsiella patagonica* nov. sp. (Peridiniaceae, Dinophyceae) from plankton of the Golfo San Jorge/Patagonia, Argentina. - Marine Micropaleontology, **16** (3/4): 169-179; Amsterdam.

Alimirzaie, D. (1972): Horizontale Veränderung der Foraminiferen-Fauna in einer Mergeltonbank des Mittel-Barrême von Sarstedt bei Hannover. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Universität Kiel.

Bandel, K. & Keupp, H. (1985): Analoge Mineralisationen bei Mollusken und kalkigen Dinoflagellaten-Zysten. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1985** (2): 65-86; Stuttgart.

Bolli, H. M. (1974): Jurassic and Cretaceous Calcisphaerulidae from DSDP Leg 27, Eastern Indian Ocean. - Init. Repts. DSDP, **27**: 843-907; Washington.

Bolli, H. M. (1980): Calcisphaerulidae and Calpionellidae from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of DSDP 50, Hole 416 A, Moroccan Basin. - Init. Repts. DSDP, **50**: 525-542; Washington.

Cotillon, P. (1980): Fluctuations des paramètres du milieu marine dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inferieur: mise en evidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. - Bull. Soc. géol. France, **22** (5): 735-744; Paris.

Cotillon, P. (1984): Tentative world-wide correlation of Early Cretaceous strata by limestone-marl cyclicities in pelagic deposits.- Bull. geol. Soc. Denmark, **33**: 91-102; Copenhagen.

Cotillon, P. (1987): Bed-scale cyclicity of pelagic Cretaceous successions as a result of world-wide control. - Marine Geology, **78**: 109-123; Amsterdam.

Cotillon, P. & Rio, M. (1984): Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project Sites 535 and 540 b (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic), and in the Vocontian Basin (France). - Init. Repts. DSDP, **77**: 339-372; Washington.

Covington, M. & Wise, S. W. (1987): Calcareous nannofossil biostratigraphy of a Lower Cretaceous deep-sea fan complex: Deep Sea Drilling Project Leg 93 Site 603, lower continental rise off Cap Hatteras. - Init. Repts. DSDP, **92**: 617-660; Washington.

Deflandre, G. (1947): *Calciodinellum* nov. gen., premier représentant d'une famille nouvelle de Dinoflagellés fossiles à thèque calcaire. - C. R. Acad. Sci., **224**: 1781-1782; Paris.

Fischer, A. G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **14**: 351-376; Palo Alto.

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - Science, **235**: 1156-1167; New York.

Kemper, E. (ed.) (1987): Das Klima der Kreide-Zeit. - Geol. Jb., **A 96**: 399 S.; Hannover.

Keupp, H. (1979 a): *Alasphaera caudata* n. g., n. sp., eine neue Calciodinelloidee aus der Unterkreide (Hauterivium) Nordwestdeutschlands. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979** (5): 284-290; Stuttgart.

Keupp, H. (1979 b): Lower Cretaceous Calcisphaerulidae and their relationship to calcareous dinoflagellate cysts. - Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2): 651-663; Pau.

Keupp, H. (1980): *Calcigonellum* Deflandre 1948 und *Echinodinella* n. gen. (kalkige Dinoflagellaten-Zysten) aus der nordwestdeutschen Unterkreide. - Facies, **2**: 123-148; Erlangen.

Keupp, H. (1981): Die kalkigen Dinoflagellaten-Zysten der borealen Unter-Kreide (Unter-Hauterivium - Unter-Albium). - Facies, **5**: 1-190; Erlangen.

Keupp, H. (1982): Die kalkigen Dinoflagellaten-Zysten des späten Apt und frühen Alb in Nordwestdeutschland. - Geol. Jb., **A 65**: 307 bis 363; Hannover.

Keupp, H. (1984): Revision der kalkigen Dinoflagellaten-Zysten G. Deflandre's, 1948. - Paläont. Z., **58** (1/2): 9-31; Stuttgart.

Keupp, H. (1987): Die kalkigen Dinoflagellatenzysten des Mittelalb bis Untercenoman von Escalles/Boulonnais (N-Frankreich). - Facies, **16**: 37-88; Erlangen.

Keupp, H. (1988): Kalkige Dinoflagellaten-Zysten aus dem Unter-Hauterive des zentralen Niedersächsischen Beckens. - Berliner geowiss. Abh., **A 94**: 211-213; Berlin.

Keupp, H. (1991): Fossil calcareous dinoflagellate cysts. - In: Riding, R. (ed.): Calcareous Algae and Stromatolites: 267-286; Heidelberg-Berlin-New York (Springer).

Keupp, H. (1992 a): Calcareous dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous of Hole 761 C, Wombat Plateau, Eastern Indian Ocean. - Proceed. ODP, Sci. Res., **122**: 497-509; College Station.

Keupp, H. (1992 b): Die Flora kalkiger Dinoflagellaten-Zysten im mittleren Apt (Gargas) der Kernbohrung Himstedt 3 bei Hoheneggelsen/Niedersachsen. - Berliner geowiss. Abh., Reihe E (Paläobiologie), **3**: 121-169; Berlin.

Keupp, H. (1993:in Druck): Distribution of calcareous dinoflagellate cysts at the Barremian/Aptian boundary of core sections from Hoheneggelsen (Niedersachsen, Germany). - Cretaceous Res., London.

Keupp, H. & Michael, E. (1979): Calciodinelloidea aus der Blätterton-Fazies des nordwestdeutschen Unter-Barremium. - Ber. Naturhist. Ges. Hannover, **122**: 7-69; Hannover.

Keupp, H., Monnet, B. & Kohring, R. (1991): Morphotaxa bei kalkigen Dinoflagellaten-Zysten und ihre problematische Systematisierung. - Berliner Geowiss. Abh., **A 134**: 161-185; Berlin.

Keupp, H. & Mutterlose, J. (1984): Organismenverteilung in den D-Beds von Speeton (Unterkreide, England) unter besonderer Berücksichtigung der kalkigen Dinoflagellaten-Zysten. - Facies, **10**: 153-178; Erlangen.

Klüpfel, W. (1927): Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Paläogeographie in der Weser-Erzformation des Ober-Oxford.- Z. dt. geol. Ges., **78**: 17-192; Berlin.

Kohring, R. (1993): Kalkdinoflagellaten aus dem Mittel- und Obereozän von Jütland (Dänemark) und dem Pariser Becken (Frankreich) im Vergleich mit anderen Tertiär-Vorkommen. - Berliner geowiss. Abh., E, **6**: 164 S.; Berlin.

Lentin, J. & Williams, G. L. (1985): Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1985 edition. - Can. Tech. Rep. of Hydrogr. and Ocean Sci., **60** :1-449; Canada.

Mann, S. (1989): Crystallochemical strategies in biomineralization. - In: Mann, S., Webb, J. & Williams, R. J. P. (eds.): Biomineralization, chemical and biochemical perspectives: 35-60; Weinheim (VCH Verlag).

Michael, E. (1979): Mediterrane Fauneneinflüsse in den borealen Unterkreide-Becken Europas, besonders Nordwestdeutschlands. - Aspekte der Kreide Europas, IUGS Ser. A, **6**: 305-321; Stuttgart.

Monnet, B. (1993): Wechselseitige Beziehungen organischer und kalzitischer Komponenten beim Wandungsaufbau orthopithonelloider und obliquipithonellloider Calciodinellaceae Deflandre 1947. - Berliner geowiss. Abh., E, **7**: 75 S.; Berlin.

Mutterlose, J. (1984): Die Unterkreide-Aufschlüsse (Valangin-Alb) im Raum Hannover-Braunschweig.- Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **24**: 5-61; Hannover.

Mutterlose, J. (1989): Faunal and floral distribution in late Hauterivian rhythmic bedded sequences and their implications. - In: Wiedmann, J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys. Proceed. 3rd Intern. Cretac. Symp., Tübingen 1987, 691-713; Stuttgart (Schweizerbart).

Mutterlose, J. (1991): Das Verteilungs- und Migrationsmuster des kalkigen Nannoplanktons in der Unterkreide (Valangin-Apt) NW-Deutschlands. - Palaeontographica, **B 221**: 27-152; Stuttgart.

Pflaumann, U. & Krasheninnikov, V. A. (1978): Cretaceous calcisphaerulids from DSDP Leg 41, Eastern North Atlantic. - Init. Repts. DSDP, **41**: 817-839; Washington.

ROTH, P. H. & BOWDLER, J. (1981): Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean. - SEPM Spec . Publ. **32**: 517-546; Tulsa.

SCHNEIDER, F. K. (1963): Rhythmische Bankung in den Unterkreide Tongesteinen im Raum Hannover-Braunschweig. - Diss. Univ. Braunschweig: 84 S.; Braunschweig.

SCHNEIDER, F. K. (1964): Erscheinungsbild und Entstehung der rhythmischen Bankung der altkretazischen Tongesteine Nordwestfalens und der Braunschweiger Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 353-382; Krefeld.

VILLAIN, J. M. (1981): Les Calcisphaerulidae: Intérêt stratigraphique et paléoécologique. - Cretaceous Res., **2**: 435-438; London.

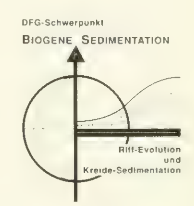


Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	41–58	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Dinoflagellatenzysten aus der helvetischen Unterkreide (Barrême) des Waxenstein-Grabens/Oberbayern

Von
KARL-HEINZ KIRSCH*)

Mit 6 Abbildungen und 3 Tafeln



KURZFASSUNG

In den Drusberg-Schichten des Helvetikums zwischen Tegernsee und Schliersee konnten erstmals aus dem Zeitbereich des (?)Mittel- bis Ober-Barrême Dinoflagellatenzysten nachgewiesen werden. Hiervon sind *Subtilisphaera hagnii* und *Rhynchodiniopsis hermii* neu.

ABSTRACT

For the first time dinoflagellate cysts are recorded from the (?)middle - upper Barrêmian Drusberg-Schichten of the Helvetic Zone, located between Tegernsee and Schliersee, Upper Bavaria. *Subtilisphaera hagnii* and *Rhynchodiniopsis hermii* are new.

1. EINLEITUNG

Im Rahmen mikropaläontologischer Untersuchungen aus den Unterkreide-Schichten des Helvetikums, speziell der Drusberg-Schichten aus dem Gebiet zwischen Tegernsee und Schliersee, wurden bisher überwiegend Foraminiferen, Ostracoden und auch kalkiges Nannoplankton untersucht, kaum jedoch Palynomorpha. Im Vergleich zu kalkschaligen Mikrofossilien sind die organischen Reste wie Pollen/Sporen und Dinoflagellatenzysten in Kreidesedimenten der Alpen und Voralpen weit weniger gut erhalten.

Da inzwischen jedoch Untersuchungen aus der Oberkreide des Helvetikums (vgl. KIRSCH 1991) Dinoflagellatenzysten in größerer Zahl und für alpine Verhältnisse gut erhalten, nachgewiesen werden konnten, lag auch eine Bearbeitung der Unterkreide-Sedimente des Helvetikums nahe. Mit verbesserten palynologischen Aufbereitungsmethoden war es möglich, von ausgewählten Sedimenten der Unterkreide gut erhaltene Dinoflagellatenzysten zu isolieren. Dabei erschienen die mergelig ausgebildeten Drusberg-Schichten am geeignetsten, da die kalkige Ausbildung der helvetischen Unterkreide-Sedimente und ihre mitunter starke tektonische Beanspruchung oftmals eine schlechte Erhaltung der Palynomorpha zur Folge hat.

Einige der wenigen Arbeiten, die sich mit palynologischen Untersuchungen aus helvetischen Gesteinen beschäftigt haben, waren z. B. PANTIC & BURGER (1981) mit Proben aus den Vitznau-Mergeln der Ostschweiz. Die Dinoflagellatenzysten aus der helvetischen Unterkreide der Schweiz sind dagegen wesentlich schlechter erhalten. Der Grund liegt in der stärkeren tektonischen Beanspruchung der Gesteine des westlichen Helvetikums.

Die vorliegenden Ergebnisse veranschaulichen eindeutig die stratigraphische und palökologische Bedeutung der Dino-

*) Dr. KARL-HEINZ KIRSCH, z. Z. Institut für Paläontologie der Universität Bonn, Nussallee 8, 53115 Bonn

flagellatenzysten im alpinen Bereich. Eine umfassende überregionale Untersuchung der Unterkreide-Sedimente der Tethys wird einen besseren Vergleich mit Unterkreide-Sedimenten des Helvetikums erbringen. Derartige Untersuchungen sind auch in dem Projekt „Palynologie unterkretazischer Warmwasser-/Kaltwasser-Sequenzen des borealen bis tethyalen Sedimentationsraumes“ im Rahmen des DFG-SPP „Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation“ in Arbeit.

DANK

Zu besonderem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. DIETRICH HERM und Herrn Prof. Dr. WALTER JUNG verpflichtet, die die Benutzung des Labors für Paläobotanik am Institut für Paläontologie und historische Geologie in München ermöglichten. Frau RENATE LIEBREICH möchte ich für die Zusammenarbeit im Labor danken. Herrn Prof. Dr. JÖRG MUTTERLOSE bin ich für die Untersuchung und Analyse mehrerer Proben auf kalkiges Nannoplankton zu Dank verpflichtet. Für die Durchsicht des Manuskriptes, fachliche Hinweise sowie Diskussionen möchte ich mich besonders bei Herrn PD Dr. RAIMOND BELOW (Utrecht/Bonn) bedanken. Meiner Frau KARIN KIRSCH und Herrn Dr. WINFRIED WERNER (München) danke ich ebenfalls für ihre Hilfe bei der Korrektur. Besonderer Dank gebührt der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, die diese Arbeit im Rahmen des DFG-Schwerpunktes „Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation“ erst ermöglichte.

2. GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Der Begriff des Helvetikums am bayerischen Alpennordrand wurde in Anlehnung an ähnliche Sedimente in der Schweiz (A. HEIM 1910 - 1917, 1919) durch Arbeiten von NOWAK (1911: 59) und HAHN (1913: 533) in die bayerische Literatur eingeführt (vgl. HAGN 1981: 14). Das Helvetikum entspricht einer tektonisch selbständigen, allochthonen Einheit, gegliedert in einen West- und Ostteil am Nordrand der Kalkalpen, die durch die alpidische Gebirgsbildung intensiv beansprucht und vom ursprünglichen Untergrund gelöst, weit über den südlichen Teil der Molasse überschoben wurde (TOLLMANN 1985: 300).

Der Begriff des „allochthonen“ Helvetikums wurde erstmals von HAGN (1960: 64) in die Literatur eingeführt. Charakteristisch für den tektonischen Bau des östlichen Helvetikums sind enggepreßte Mulden und Sättel sowie eine starke kleinräumige Verfaltung und Verschuppung. Dies spiegelt sich auch in den schlecht aufgeschlossenen, teils stark tektonisch gestörten Profilen in Oberbayern wider.

Von der Westschweiz über Vorarlberg und Oberbayern nach Osten erstreckt sich das Helvetikum bis nach Oberösterreich. Allerdings wird das Helvetikum nach Osten hin häufig gänzlich vom Flysch und kalkalpinen Sedimenten überdeckt und ist oft nur in „Fenstern“ aufgeschlossen. TOLLMANN (1985: 301) sieht in dieser helvetischen Fazieszone eine Bildung des Kontinentalschelfs, südlich der germanischen Flachsee gelegen. Daran schließt sich das Ultrahelvetikum, abgelagert am Kontinentalhang und die Flyschsedimente aus dem Tiefseebecken weiter im Süden an. Zusammenfassend betrachtet ist der helvetische Ablagerungsraum eine eigenständige tektonische Einheit, die aber paläogeographisch und faziell durch Übergänge mit dem Ultrahelvetikum, dem Flysch und der Molasse (HAGN 1960, 1978) verbunden ist. Entscheidende Zusammenhänge hierzu wurden von HAGN (1960, 1978) erarbeitet, auf den neben vielen mikropaläontologischen Arbeiten auch die Definition und Anwendung des Begriffes „Ultrahelvetikum“ zurückgeht (für umfassende Literaturangaben siehe HAGN 1960, 1978, 1981).

Das Helvetikum zwischen Tegernsee und Schliersee tritt in einer Breite von 0,5 - 1 km in einem tektonischen Fenster im Flysch zu Tage (RICHTER et al. 1939). Die Drusberg-Schichten stellen in der gesamten stratigraphischen Abfolge (Unterkreide - Alttertiär) das tiefste Schichtglied aus diesem Gebiet dar, wobei das Liegende unbekannt ist (WITT 1981: 42). Ausführliche Angaben und weiterführende Literatur sind DACQUE (1912), RICHTER et al. (1939), WITT (1963; 1968, 1981), OHMERT & WITT (1966) und WITT & HAGN (1981) zu entnehmen. Bezüglich der Gesamtmächtigkeit der Drusberg-Schichten herrschen in der Literatur abweichende Angaben vor. WITT (1968: 183) gibt eine Mächtigkeit von ca. 100m an, wobei nach ersten Untersuchungen die gesamte Abfolge im Waxenstein-Graben auch verschuppt vorzuliegen scheint.

Das stratigraphische Alter der Drusberg-Schichten im Gebiet zwischen Tegernsee und Schliersee umfaßt nach Angaben von WITT (1981: Abb. 12; 42), WITT & HAGN (1981: 175) und OHMERT & WITT (1966: Abb. 18) das Mittel- bis Ober-Barrême. Die stratigraphische Einstufung erfolgte entweder mit Hilfe von Ammoniten (vgl. WITT 1968: 183) oder durch Foraminiferen/Ostracoden (vgl. BETTENSTAEDT 1958: 569).

Die Lokalität der Probennahme (Abb. 1) befindet sich im oberen Teil des Waxenstein-Grabens (= Wachsensteingrabens), der westlich in den Breitenbach einmündet und südwestlich von Krainsberg in der Nähe der Ortschaft Schliersee/Oberbayern liegt (WITT & HAGN 1981). Beschrieben wurde diese Lokalität erstmals von RICHTER et al. (1939); weitere Hinweise zur Lokalität Waxenstein-Graben sind WITT (1963, 1968), OHMERT & WITT (1966) und besonders WITT & HAGN (1981) zu entnehmen.

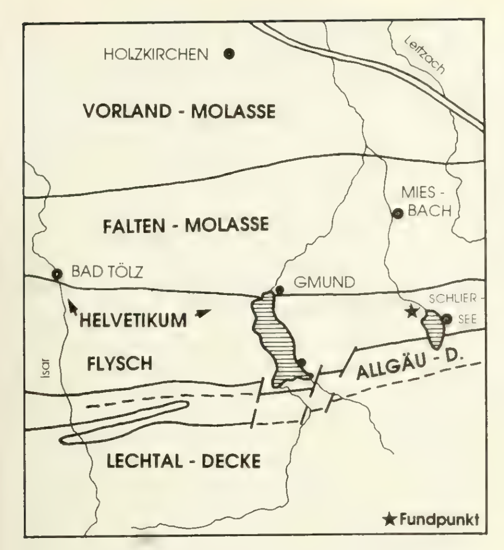


Abb. 1: Geologische Übersicht des Tegernsee- und Schlierseegebietes (umgezeichnet nach HAGN 1981: 170). Das Auftreten von Helvetikum im Bereich der Flyschzone ist punktiert gezeichnet.

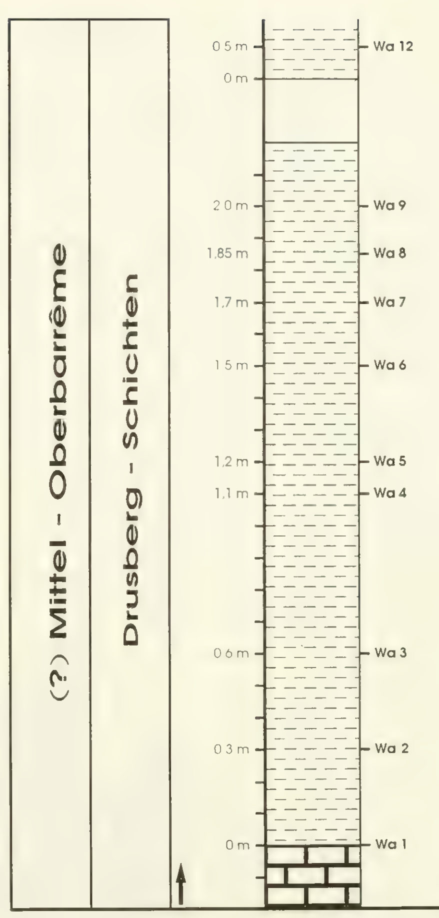


Abb. 2: Profilausschnitt innerhalb der Drusberg-Schichten im Waxenstein-Graben, westlich Breitenbach. Die Probennahme erfolgte ab dem Übergangsbereich von der knollig-kalkigen zur stärker mergeligen Fazies.

Lithologisch handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze, bituminöse Mergel und Kalkmergel, die einen wechselnden Gehalt an Feinsand führen (vgl. Abb. 2). Eingeschaltet sind mitunter geringmächtige, dunkle, braun verwitternde und schwach knollig ausgebildete Kalkbänke (WITT 1968; WITT & HAGN 1981). Die dunklen Mergel können mitunter stark schuppig und die Schichtflächen bräunlich verwittert ausgebildet sein.

Die Proben wurden aus einem Teilabschnitt, der gesamt im Graben aufgeschlossenen Drusberg-Schichten, grabenabwärts im Hangenden der schwach knollig ausgebildeten Kalkbänke genommen. Zur Zeit der Probennahme waren die Drusberg-Schichten auf der Höhe der Probennahme im Graben aufgeschlossen und bildeten eine schwache Geländekante aus.

2.1 MATERIALAUFBEREITUNG

Grundsätzlich ist neben frischem, nicht angewittertem Material und einer günstigen lithologischen Ausbildung des Gesteins eine jeweils auf den vorliegenden Sedimenttyp abgestimmte Aufbereitung anzuwenden. Zusätzlich ist eine genaue Angabe der Aufbereitungstechnik wichtig, um eine Vergleichbarkeit der Assoziationen unterschiedlicher Autoren zu gewährleisten (vgl. FECHNER 1989). Insgesamt wurden aus dem Profilabschnitt Waxenstein-Graben 12 Proben mit einer modifizierten Methode nach KAISER & ASHRAF (1974) aufbereitet. Diese Methode hat die besten Ergebnisse geliefert. Oxidierende Chemikalien wurden nicht verwendet. Auf mögliche Gefahren bei der Verwendung von KOH hat schon SCHRANK (1988) hingewiesen.

Die anorganischen Bestandteile wurden zuerst durch die Zugabe von konz. HCl und dann durch konz. HF (40%) entfernt. Nach Beendigung der Reaktion wurde bis zu dreimal destilliertes Wasser zugegeben und anschließend dekantiert. Nach weiterer Zugabe von konz. HCl wurde der störende Feinstanteil mittels eines Metallsiebs (14 µm) von dem organischen Material in einer Siebanlage nach KAISER & ASHRAF (1974) abgetrennt. Zusätzlich wurde das Material einer kurzen Behandlung in einem Ultraschallbad/Ultraschall-Homogenisator unterworfen.

Das Belegmaterial ist unter der Nummer BSP 1993 XIII an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München hinterlegt.

2.2 PALYNOLOGISCHE ANALYSE

In erster Linie wurde der Gehalt an Dinoflagellatenzysten bestimmt. Routinemäßig wurden aber alle Proben auf ihren gesamten Palynomorphengehalt untersucht, wobei der Anteil

anderer Palynomorpha wie Pollen/Sporen, Acritarchen, Prasinophyceae oder Mikroforaminiferen (organische Hüllen von Foraminiferen) gering war.

Die Proben entsprechen dem Kerogen-Typ 2 und sind durch einen hohen Gehalt an organischem Material charakterisiert. Insgesamt wird das Bild von dunklen schwarzen Partikeln (Inertinit) beherrscht, die meist 40 - 60 % der „organic matter" ausmachen. Es sind schlecht bis gut gerundete schwarze homogene inkohlte Reste („amorphous" - homogeneous material). Dagegen ist der Gehalt an dunkelbraun gefärbten Kutikula-Resten („plant epidermis/cuticule") der strukturierten Holzsubstanz (Vitrinit) in allen Proben gering. Eine der wenigen Untersuchungen über „organic matter" kretazischer Gesteine aus den Nördlichen Kalkalpen stammt von Gaupp & Batten (1985).

Die terrestrischen Komponenten wurden zwar quantitativ erfaßt, aber nicht qualitativ bearbeitet, da die Untersuchung des marinen Phytoplanktons Ziel der Untersuchung war.

Der Gehalt an marinem Phytoplankton dominiert in allen Proben wesentlich über den figurierten terrestrischen Bestandteilen, wobei der Anteil der Dinoflagellatenzysten zwischen 80 - 90 % der gesamten figurierten, bestimmbaren Palynomorpha variiert. Bei den verbleibenden Palynomorphengruppen wie Pollen/Sporen schwankt der Anteil zwischen 5 und 11%. Diese Werte entsprechen denen aus dem Barrême der Thiersee-mulde (Harloff & Kirsch 1992). Acritarchen (*Micrhystridium* sp.) können in diesen Proben nahezu vernachlässigt werden, da ihr Anteil unter 1% liegt. Gleiches gilt für die Gattung *Pterospermella als* Vertreter der Prasinophyceae. Sie tritt nur vereinzelt und meist schlecht erhalten auf. An tierischen Resten („zoomorphs") werden häufiger bräunliche Reste von „Mikroforaminifera" beobachtet (vgl. Pantic & Bajraktarevic 1988: 953 ff.). Diese organischen Hüllen von benthonischen oder planktonischen Foraminiferen (30-150 µm) erreichen maximal 7%. Vereinzelt treten Scolecodontenreste auf.

Betrachtet man diese Werte etwas genauer, so ergeben sich markante Unterschiede (vgl. Abb. 3, 4). Bei der Probe Wa/1 liegt der Anteil an terrigenem Material bei 11% mit einer Dominanz des Sporenanteils gegenüber dem der bisaccaten Pollen geringfügig höher als in den Proben Wa/2 - Wa/13 (5 bis 10 %). Geringer ist der Gehalt an Acritarchen und „Mikroforaminiferen" mit 1% und 4 % (vgl. Abb. 3). Beispielsweise beträgt in Probe Wa/6 der Gehalt an Pollen/Sporen 10 % und in Probe Wa/12 ca. 7 %. Hier überwiegen aber bisaccate Pollen. Auch ist der Prozentsatz an „Mikroforaminiferen" in den beiden Proben mit 7 % deutlich höher gegenüber Probe Wa/1.

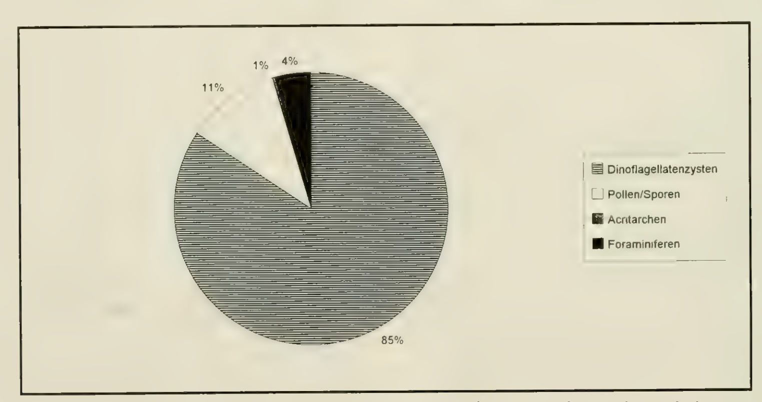


Abb. 3: Gesamtverteilung des organischen Komponenten der Probe Wa/1 aus den Drusberg-Schichten.

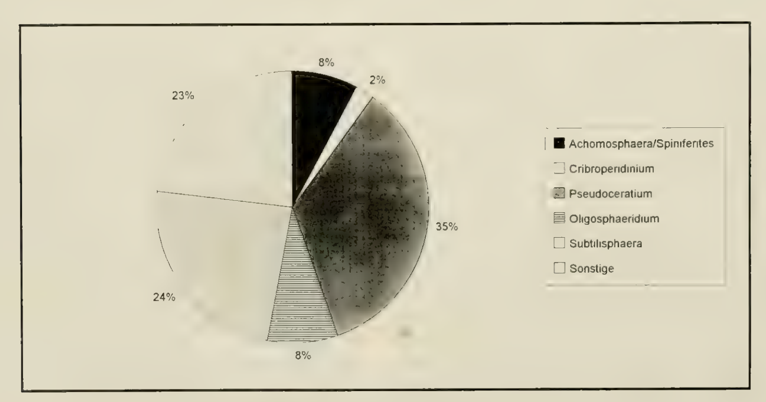


Abb. 4: Dinoflagellatenzysten-Verteilung der Probe Wa/1 aus den Drusberg-Schichten.

Bei mehreren Proben mit verhältnismäßig gut erhaltenen Dinoflagellatenzysten wurde neben der Bestimmung der Arten auch quantitativ bis zu einer Gesamtindividuenzahl von 300 bei einer 100/400-fachen Vergrößerung ausgezählt. Dabei wurden Exemplare, die wahrscheinlich aus aufgearbeiteten, stratigraphisch älteren Schichten stammen, nicht mitgezählt (vgl. Abb. 4).

2.3 DINOFLAGELLATENZYSTEN

2.3.1 Dinoflagellatenzysten-Assoziationen

Aus dem Profilabschnitt Waxenstein-Graben weisen die teilweise gut erhaltenen, dominierenden Dinoflagellatenzysten auf eindeutig marine Ablagerungsbedingungen hin. Die Erhaltung ist in den Proben unterschiedlich von gut erhaltenen wenig verdrückten, bernsteinfarbenen Exemplaren bis zu hell durchscheinenden Formen.

Die untersuchten Proben zeigen eine charakteristische Dinoflagellatenzysten-Assoziation von 30 - 50 Arten. Im Unterschied zu vergleichbaren Assoziationen des Barrême Nordwestdeutschlands ist in einigen Proben eine verhältnismäßig niedrige Diversität mit hoher Individuenzahl nachzuweisen. Die Dinoflagellatenzysten-Assoziationen sind z. T. unterschiedlich zusammengesetzt und sollen an Hand von einigen typische Proben aus dem Profilabschnitt Waxenstein-Graben kurz charakterisiert werden:

Während sich die basale Probe Wa/1 gegenüber allen anderen Proben deutlich in der Zusammensetzung der Dinoflagellatenzysten-Assoziation unterscheidet, sind die anderen Proben Wa/2 - Wa/13 verhältnismäßig ähnlich in ihrer Zusammensetzung.

Probe Wa/1: Mit über 40 Arten von Dinoflagellatenzysten ist die Probe Wa/1 durch das häufige Auftreten der Gattungen *Pseudoceratium, Subtilisphaera* und *Oligosphaeridium* als eine *Pseudoceratium-Subtilisphaera-Oligosphaeridium*-Assoziation zu bezeichnen. Neben den häufigeren peridinioiden Formen der Gattung *Subtilisphaera* dominieren ceratioide gonyaulacoide Arten der Gattung *Pseudoceratium* mit *Pseudoceratium retusum, Pseudoceratium anaphrissum* und *Pseudoceratium* ssp. die Dinoflagellatenzysten-Assoziation. Von der Gattung *Subtilisphaera* sind beispielsweise *Subtilisphaera pirnaensis, Subtilisphaera perlucida* oder *Subtilisphaera hagnii* n. sp. vertreten. Scolochorate gonyaulacoide Formen, repräsentiert durch Arten der Gattungen *Spiniferites* und *Oligosphaeridium,* treten stark zurück. Der Anteil der *Achomosphaera/Spiniferites*-Gruppe liegt bei 8%. Nach Harding (1990: 53) tritt beispielsweise *Subtilisphaera terrula* vermehrt nur in „nearshore sediments" auf. Möglicherweise ist der verhältnismäßig hohe Prozentsatz an peridinioiden Zysten der Gattung *Subtilisphaera* auf derartige Bedingungen zurückzuführen. Der Prozentsatz an umgelagerten Formen (z. B. *Subtilisphaera* ssp., *Spiniferites* ssp. *Kiokansium polypes*) ist in dieser Probe verhältnismäßig gering.

Probe Wa/6: Diese Assoziation aus etwa 35 Arten wird von scolochoraten Formen dominiert und als *Spiniferites-Oligosphaeridium-Cribroperidinium*-Assoziation beschrieben. Eine Zunahme von Arten scolochorater Dinoflagellatenzysten (*Oligosphaeridium complex, Oligosphaeridium* ssp.) und Arten der Gattung *Cribroperidinium* ist zu beobachten. Umgelagerte Dinoflagellatenzysten sind häufig. Auffällig an dieser Probe ist der erhöhte Anteil an *Odontochitina operculata* mit ca. 8%, die in Probe Wa/1 nahezu völlig fehlt. Arten der Gattungen *Pseudoceratium* oder *Subtilisphaera* treten in dieser Probe gegenüber Probe Wa/1 in geringerer Zahl auf.

Probe Wa/12: Diese Probe unterscheidet sich ebenfalls von Probe Wa/1 durch ihren geringeren Anteil an peridinioiden und ceratioiden gonyaulacoiden Zysten. Arten der Gattungen *Pseudoceratium* und *Subtilisphaera* treten nur mit etwa 10% sowie < 5% auf. Insgesamt konnten in dieser Probe ca. 30 Arten nachgewiesen werden. Eine Zunahme der scolochoraten Dinoflagellatenzysten wie *Oligosphaeridium complex, Oligosphaeridium* ssp., *Spiniferites* ssp. oder Arten der Gattung *Cribroperidinium* und *Cerbia* mit jeweils 10% gegenüber Probe Wa/1 ist auffällig. Am häufigsten ist *Oligosphaeridium* mit 15%. Umlagerte Dinoflagellatenzysten sind selten.

Insgesamt wurden aus dem Profilabschnitt Waxenstein-Graben der Drusberg-Schichten (Probe Wa/1 - Wa/13) folgende Arten nachgewiesen (nach „Index to Genera and Species" von Lentin & Williams 1989):

Achomosphaera ramulifera (Deflandre, 1937) Evitt, 1963
Achomosphaera verdieri Below, 1982
Apteodinium maculatum Eisenack & Cookson, 1960
Avellodinium falsificum Duxbury, 1977
Athigmatocysta glabra Duxbury, 1977
Batiacasphaera sp.
Canningia reticulata Cookson & Eisenack, 1960
Cassiculosphaeridia reticulata Davey, 1974
Cerbia tabulata (Davey & Verdier, 1974) Below, 1981
Chlamydophorella cf. *discreta* Clarke & Verdier, 1967
?*Cleistosphaeridium multispinosum* (Singh, 1964) Brideaux, 1971
Coronifera cf. *albertii* Millioud, 1969
Coronifera oceanica Cookson & Eisenack, 1958
Cribroperidinium cooksoniae Norvick, 1976
Cribroperidinium orthoceras (Eisenack, 1958) Davey 1969
Cribroperidinium sepimentum Neale & Sarjeant, 1962
Cribroperidinium ssp.
Ctenidodinium elegantulum Millioud, 1969
Cyclonephelium attadalicum Cookson & Eisenack, 1962
Cyclonephelium brevispinatum (Millioud, 1969) Below, 1981
Cyclonephelium brevispinosum (Pocock, 1962) Lentin & Williams, 1981
Cyclonephelium distinctum Deflandre & Cookson, 1955
Cyclonephelium hystrix (Eisenack, 1958) Davey, 1978
Cyclonephelium ssp.
Dingodinium albertii Sarjeant, 1966
Exiguisphaera phragma Duxbury, 1979
Florentinia cooksoniae (Singh, 1971) Duxbury, 1980
Florentinia radiculata (Davey & Williams, 1966) Davey & Verdier, 1973
Gardodinium trabeculosum (Gocht, 1959) Davey, 1978
Gonyaulacysta cretacea (Neale & Sarjeant, 1962) Sarjeant, 1969
Gonyaulacysta fastigiata Duxbury, 1977
Gonyaulacysta helicoidea (Eisenack & Cookson, 1960) Sarjeant, 1966
Gonyaulacysta sp.
Hystrichodinium pulchrum Deflandre, 1935
Hystrichosphaerina schindewolfii Alberti, 1961

Kiokansium polypes (COOKSON & EISENACK, 1962) BELOW, 1982
Kleithriasphaeridium cf. *fasciatum* (DAVEY & WILLIAMS, 1966) DAVEY, 1974
Kleithriasphaeridium simplicispinum (DAVEY & WILLIAMS, 1966) DAVEY, 1974
Meiourogonyaulax stoveri MILLIOUD, 1969
Meiourogonyaulax sp.
Muderongia perforata ALBERTI, 1961
Muderongia sp.
Occisucysta tenuiceras (EISENACK, 1958) BELOW, 1981
Odontochitina operculata (O. WETZEL, 1933a) DEFLANDRE & COOKSON, 1955
Odontochitina sp.
Oligosphaeridium asterigerum (GOCHT, 1959) DAVEY & WILLIAMS, 1969
Oligosphaeridium complex (WHITE, 1842) DAVEY & WILLIAMS, 1966
Oligosphaeridium poculum JAIN, 1977
Oligosphaeridium pulcherrimum (DEFLANDRE & COOKSON, 1955) DAVEY & WILLIAMS, 1966
Oligosphaeridium totum minor (BRIDEAUX, 1971) LENTIN & WILLIAMS, 1973
Oligosphaeridium ssp.
Palaeoperidinium cretaceum POCOCK, 1962
Phoberocysta neocomica (GOCHT, 1957) MILLIOUD, 1969
Pseudoceratium anaphrissum (SARJEANT, 1966) BINT, 1986
Pseudoceratium pelliferum GOCHT, 1957
Pseudoceratium retusum BRIDEAUX, 1977
Pseudoceratium sp. 1
Pseudoceratium sp. 2
Pseudoceratium ssp.
Rhynchodiniopsis cf. *aptiana* DEFLANDRE, 1935
Rhynchodiniopsis hermii n. sp.
Spiniferites ramosus (EHRENBERG, 1838) *brevifurcatus* LENTIN & WILLIAMS, 1977
Spiniferites multibrevis (DAVEY & WILLIAMS, 1966) BELOW, 1982
Spiniferites ssp.
Stiphrosphaeridium anthophorum (COOKSON & EISENACK, 1958) DAVEY, 1982
Subtilisphaera hagnii n. sp.
Subtilisphaera scabrata JAIN & MILLEPIED, 1973
Subtilisphaera perlucida (ALBERTI, 1959) JAIN & MILLEPIED, 1973
Subtilisphaera pirnaensis (ALBERTI, 1959) JAIN & MILLEPIED, 1973
Subtilisphaera aff. *senegalensis* JAIN & MILLEPIED, 1973
Subtilisphaera terrula (DAVEY, 1974) LENTIN & WILLIAMS, 1976
Subtilisphaera ssp.
?*Surculosphaeridium longifurcatum* (FIRTION, 1952) DAVEY et al., 1966
Surculosphaeridium sp.
Tanyosphaeridium boletum DAVEY, 1974
Tanyosphaeridium regulare DAVEY & WILLIAMS, 1966
Tanyosphaeridium sp.

2.3.2 Anmerkungen zur Systematik

Im systematischen Teil werden nur einige wenige, stratigraphisch wichtige Arten mit neueren Angaben zur Synonymie aufgeführt. Die angegebenen Zitate zur Synonymie erheben keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Weitere Hinweise zur Systematik und umfassende Synonymielisten sind BELOW (1981, 1982a, 1987a, 1987b) zu entnehmen.

Abteilung Pyrrhophyta PASCHER, 1914

Klasse Dinophyceae FRITSCH, 1929

Ordnung Peridiniales HAECKEL, 1894

Achomosphaera verdieri BELOW, 1982
Taf. 1, Fig. 5

1982a *Achomosphaera verdieri* n. sp. - BELOW: 3; Taf. 8, Fig. 10-11; Textfig. 1a-1d (Hauterive-Alb).

1990 *Achomosphaera verdieri*. - PRÖSSL: Taf. 11, Fig. 6-7 (Unterkreide, Nordwestdeutschland).

Material: 20 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/1, Wa/2, Wa/6, Wa/7.

Avellodinium falsificum DUXBURY, 1977
Taf. 1, Fig. 1

1977 *Avellodinium falsificum* n. sp. - DUXBURY: 24-26; Taf. 5, Fig. 1-3; Textfig. 4 (Berrias-Barrême).

1981 *Callaiosphaeridium falsificum* (DUXBURY, 1977) comb. nov. - BELOW: 28.

1990 *Avellodinium falsificum* DUXBURY, 1977. - HARDING: 23; Taf. 4, Fig. 8-9 (Barrême, Nordwestdeutschland, England).

1990 *Avellodinium falsificum* DUXBURY, 1977. - PRÖSSL: Taf. 9, Fig. 9 (Unterkreide, Nordwestdeutschland).

Material: 40 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/3, Wa/7, Wa/8, Wa/9, Wa/12, Wa/13

Cerbia tabulata (DAVEY & VERDIER, 1974) BELOW, 1981
Taf. 2, Fig. 8, 11

1974 *Cyclonephelium tabulatum* n. sp. - DAVEY & VERDIER: 630; Taf. 92, Fig. 1, 4; Taf. 93, Fig. 6 (Bédoulien-Gargasien; Frankreich).

1981 *Cerbia tabulata* (DAVEY & VERDIER, 1974) comb. nov. - BELOW: 9; Taf. 4, Fig. 1, 2; Taf. 11, Fig. 20; Taf. 12, Fig. 17-19; Abb. 5, 6 (Barrême-Apt, SW-Marokko).

1990 *Cerbia tabulata* (DAVEY & VERDIER, 1974). - HARDING, Taf. 31, Fig. 7, 9-10 (Barrême, Nordwestdeutschland, England).

1990 *Cerbia tabulata* (DAVEY & VERDIER, 1974). - PRÖSSL: Taf. 9, Fig. 12 (Unterkreide, Nordwestdeutschland).

1992 *Cerbia tabulata* (DAVEY & VERDIER, 1974). - HARLOFF & KIRSCH: Abb. 33 (Barrême; Österreich).

Material: 100 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/1, Wa/3 - Wa/13

Ctenidodinium elegantulum MILLIOUD, 1969
Taf. 1, Fig. 9, 10

1969 *Ctenidodinium elegantulum* n. sp. - MILLIOUD: 427; Taf. 2, Fig. 1-3 (Hauterive-Barrême, Frankreich).

1980 *Ctenidodinium elegantulum* MILLIOUD, 1969. - DUXBURY: Taf. 8, Fig. 9 (Barrême; England).

1981 *Ctenidodinium elegantulum* MILLIOUD emend. - BELOW: 42-43; Taf. 5, Fig. 6, 7, 9; Abb. 26-32 (Hauterive; SW-Marokko).

Material: 50 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/1 - Wa/13

Cyclonephelium brevispinatum (MILLIOUD, 1969) BELOW, 1981

1969 *Cyclonephelium distinctum* DEFLANDRE & COOKSON, 1955 var. *brevispinatum* n. var. - MILLIOUD: 427; Taf. 1, Fig. 8, 9 (Berrias-Barrême; Frankreich).

1981 *Cyclonephelium brevispinatum* (MILLIOUD, 1969). - BELOW: 11-12 (Hauterive-Alb; SW-Marokko).

1989 *Cyclonephelium brevispinatum* (MILLIOUD, 1969). - LENTIN & WILLIAMS: 88.

Material: 10 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/1.

Kleithriasphaeridium simplicispinum (DAVEY & WILLIAMS, 1966) DAVEY, 1974
Taf. 1, Fig. 2

1966 *Hystrichosphaeridium simplicispinum* n. sp. - DAVEY & WILLIAMS: 59; Taf. 9, Fig. 3 (Barrême; England).

1974 *Kleithriasphaeridium simplicispinum* (DAVEY & WILLIAMS, 1966) comb. nov. - DAVEY: 57.

1977 *Kleithriasphaeridium simplicispinum* (DAVEY & WILLIAMS, 1966). - DUXBURY: 41; Taf. 13, Fig. 7 (Hauterive-Barrême; England).

1990 *Kleithriasphaeridium simplicispinum* (DAVEY & WILLIAMS, 1966). - HARDING: Taf. 22, Fig. 10-15 (Barrême; England, Nordwestdeutschland).

1990 *Kleithriasphaeridium simplicispinum* (DAVEY & WILLIAMS, 1966). - PRÖSSL: Taf. 9, Fig. 13 (Unterkreide; Nordwestdeutschland).

Material: 50 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/1, Wa/2, Wa/4, Wa/6 Wa/7, Wa/8, Wa/9, Wa/13.

Meiourogonyaulax stoveri MILLIOUD, 1969
Taf. 2, Fig. 9, 12

1969 *Meiourogonyaulax stoveri* n. sp. - MILLIOUD: 429; Taf. 3, Fig. 1-3; (Hauterive-Bédoulien; Frankreich).

1981 *Meiourogonyaulax stoveri* MILLIOUD, 1969. - BELOW: 57-58 (Hauterive-Gargasien; SW-Marokko).

1990 *Meiourogonyaulax stoveri* MILLIOUD, 1969. - PRÖSSL: Taf. 6, Fig. 14 (Unterkreide; Nordwestdeutschland).

Material: 30 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/1, Wa/3, Wa/4, Wa/5, Wa/6, Wa/7, Wa/8, Wa/9.

Muderongia perforata ALBERTI, 1961
Taf. 1, Fig. 8, 12

1961 *Muderongia perforata* n. sp. - ALBERTI: 13; Taf. 2, Fig. 8-9 (Turon; Deutschland).

1989 *Muderongia perforata* ALBERTI, 1961. - LENTIN & WILLIAMS: 252.

1992 *Muderongia perforata* ALBERTI, 1961. - HARLOFF & KIRSCH: Abb. 22 (Barrême; Österreich).

Material: 30 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/3, Wa/4, Wa/6, Wa/7, Wa/8, Wa/9, Wa/13.

Odontochitina operculata (O. WETZEL, 1933) DEFLANDRE & COOKSON, 1955
Taf. 1, Fig. 11

1933a *Ceratium (Euceratium) operculatum* n. sp. - O. WETZEL: 170, 171; Taf. 2, Fig. 21, 22; Abb. 3 (Senon; Deutschland).

1989 *Odontochitina operculata* (O. WETZEL, 1933a). - LENTIN & WILLIAMS: 261.

1991 *Odontochitina operculata* (O. WETZEL, 1933a). - KIRSCH: 45 (Coniac-Campan; Oberbayern).

1992 *Odontochitina operculata* (O. WETZEL, 1933a). - HARLOFF & KIRSCH: Abb. 36 (Barrême; Österreich).

Material: 100 Exemplare.

Vorkommen: Selten bis häufig in den Proben Wa/1 - Wa/13.

Pseudoceratium anaphrissum (SARJEANT, 1966) BINT, 1986
Taf. 2, Fig. 5

1966 *Doidyx anaphrissa* n. sp. - SARJEANT: 206; Taf. 22, Fig. 8; Taf. 23, Fig. 6; Textfig. 55 (Barrême; England).

1978 *Aptea anaphrissa* (SARJEANT, 1966) comb. nov. - SARJEANT & STOVER: 51.

1981 *Aptea anaphrissa* (SARJEANT, 1966) SARJEANT & STOVER, 1978. - BELOW: 6-7; Taf. 2, Fig. 5 (Hauterive; SW-Marokko).

1986 *Pseudoceratium anaphrissum* (SARJEANT, 1966) comb. nov. - BINT: 14.

1987 *Aptea anaphrissa* (SARJEANT, 1966) SARJEANT & STOVER, 1978. - MUTTERLOSE & HARDING: Taf. 4, Fig. 1, 2 (England, Nordwestdeutschland).

1990 *Pseudoceratium anaphrissum* (SARJEANT, 1966) SARJEANT & STOVER, 1978. - HARDING: 17-18; Taf. 3, Fig. 10-12; Taf. 4, Fig. 1-4 (Barrême; Nordwestdeutschland, England).

1990 *Aptea anaphrissa* (SARJEANT, 1966) SARJEANT & STOVER, 1978. - PRÖSSL: Taf. 8, Fig. 3 (Barrême; Nordwestdeutschland).

1992 *Aptea anaphrissa* (SARJEANT, 1966) SARJEANT & STOVER, 1978. - HARLOFF & KIRSCH: Abb. 27 (Barrême, Österreich).

Material: 50 Exemplare.

Vorkommen: Häufigeres Auftreten in Probe Wa/1, seltener in Wa/2.

Pseudoceratium pelliferum GOCHT, 1957
Taf. 1, Fig. 4

1957 *Pseudoceratium pelliferum* n. sp. - GOCHT: 166; Taf. 18, Fig. 1-2; Textfig. 1-3 (Valendis-Hauterive; Nordwestdeutschland).

1977 *Pseudoceratium pelliferum* GOCHT, 1957. - DUXBURY: 57; Taf. 15, Fig. 1 (Berrias-Barrême; England).

1981 *Pseudoceratium pelliferum* GOCHT, 1957. - BELOW: 20; Taf. 2, Fig. 2-3; Taf. 14, Fig. 14, Abb. 8 (Hauterive; SW-Marokko).

1990 *Pseudoceratium pelliferum* GOCHT, 1957. - HARDING & HUGHES: Fig. 1 k, 1 l (Unter-Barrême; NW-Deutschland).

1990 *Pseudoceratium pelliferum* GOCHT, 1957. - HARDING: 19; Taf. 1, Fig. 7-8 (Barrême; Nordwestdeutschland, England).

1990 *Pseudoceratium pelliferum* GOCHT, 1957. - PRÖSSL: 140; Tab. 5 (Unterkreide; Nordwestdeutschland).

Material: 100 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/3 - Wa/13.

Pseudoceratium retusum BRIDEAUX, 1977
Taf. 2, Fig. 6

1977 *Pseudoceratium retusum* n. sp. - BRIDEAUX: 14; Taf. 4, Fig. 10-12; Taf. 5, Fig. 1, 2, 5-10 (Barrême; Kanada).

1981 *Pseudoceratium retusum* BRIDEAUX, 1977. - BELOW: 20 (Apt; SW-Marokko).

1984 *Pseudoceratium retusum* BRIDEAUX, 1977. - SRIVASTAVA: 55; Taf. 27, Fig. 4 (Barrême; SE-Frankreich).

Material: 50 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/1 - Wa/12.

Rhynchodiniopsis hermii n. sp.
Taf. 3, Fig. 10-17

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. DIETRICH HERM.

Holotypus: Präparat 566.1 (EF: N 35/2).

Paratypus: Präparat: 561.1(EF: K 31/4).

Locus typicus: Waxenstein-Graben, Oberbayern; Deutschland.

Stratum typicum: Drusberg-Schichten, Barrême.

Beschreibung: Areation: 0-2PR, 3-4', 1-2 a, 6'', 6c, 6''', 1p, 0-1 pv, 1'''', Xs. Zystenhabitus proximochorat/acavat, ovoidal mit kurzem Apikalfortsatz. Größe intermediär. Die Wandung besteht aus Pedium und Luxuria, wobei letztere finate Leisten ausbildet. Diese bestehen aus dünnen, basal etwas verbreiterten Fortsätzen, die sehr unterschiedlich ausgebildet sein können. Zumeist entwickeln sie sich aus verbreiterten, finaten, massiven, schmalen Leisten. Epizyste und Hypozyste sind etwa gleich groß. Die Epizyste ist ähnlich der abgestumpft pyramidalen Hypozyste und zeigt schwach konvex verlaufende Flanken. Archaeopyle präcingular 3'. Operculum secat.

Bemerkung: *Rhynchodiniopsis hermii* n. sp. unterscheidet sich von den übrigen Arten, wie *Rhynchodiniopsis cladophora* (DEFLANDRE, 1938) oder *Rhynchodiniopsis aptiana* DEFLANDRE, 1935 durch ihren Habitus und die Ausbildung der finaten Leistenfortsätze (vgl. BELOW 1981: 118 ff.; PRAUSS 1989: 44). *Rhynchodiniopsis aptiana* DEFLANDRE, 1935 zeigt einen deutlicheren Apikalfortsatz, einen mehr kegelförmigen Habitus und

---

Tafel 1

Fig. 1 *Avellodinium falsificum* DUXBURY, 1977. - Probe 563.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser (H x B): 78 x 60 µm. England Finder (EF): K 44/2.

Fig. 2 *Kleithriasphaeridium simplicispinum* (DAVEY & WILLIAMS, 1966) DAVEY, 1974. - Probe 561.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 50 x 60 µm. EF: D 50.

Fig. 3 *Florentinia cooksoniae* (SINGH, 1971) DUXBURY, 1980. - Probe 569.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 70 x 60 µm. EF: C 53.

Fig. 4 *Pseudoceratium pelliferum* GOCHT, 1957. - Probe 562.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 120 x 80 µm. EF: L 44.

Fig. 5 *Achomosphaera verdieri* BELOW, 1982. - Probe 569.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 80 x 80 µm. EF: K 54/2.

Fig. 6 *Kiokansium polypes* (COOKSON & EISENACK, 1962) BELOW, 1982. - Probe 558.II.3. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 70 x 60 µm. EF: M 36/3.

Fig. 7 *Florentinia radiculata* (DAVEY & WILLIAMS, 1966) DAVEY & VERDIER, 1973. - Probe 562.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 80 x 70 µm. EF: M 34/1.

Fig. 8, 12 *Muderongia perforata* ALBERTI, 1961. - Fig. 8: Probe 565.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 100 x 80 µm. EF: G 52. Fig. 12: Probe 563.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 80 x 70 µm. EF: K 49.

Fig. 9, 10 *Ctenidodinium elegantulum* MILLIOUD, 1969. - Fig. 9: Probe 562.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 60 x 70 µm. EF: W 50/3. Fig. 10: Probe 562.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 74 x 64 µm. EF: O 55/1.

Fig. 11 *Odontochitina operculata* (O. WETZEL, 1933a) DEFLANDRE & COOKSON, 1955. - Probe 561.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 140 x 42 µm. EF: G 34/3.

Fig. 13 *Coronifera oceanica* COOKSON & EISENACK, 1958. - Probe 568.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 60 x 64 µm. EF: D 53.

Fig. 14 *Athigmatocysta glabra* DUXBURY, 1977. Probe 563.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 60 x 60 µm. EF: H 51/4.

Fig. 15 *Hystrichosphaerina schindewolfii* ALBERTI, 1961. - Probe 569.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 120 x 100 µm. EF: J 51/4.

Fig. 16 *Oligosphaeridium asterigerum* (GOCHT, 1959) DAVEY & WILLIAMS, 1969. - Probe 561.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 100 x 100 µm. EF: C 34.

Fig. 17 *Phoberocysta neocomica* (GOCHT, 1957) MILLIOUD, 1969. - Probe 563.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 104 x 90 µm. EF: E 32/2.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

die Fortsätze der finaten Leisten sind meist acuminat und basal verbunden. *Rhynchodiniopsis fimbriata* DUXBURY (1980) ist dieser Art sehr ähnlich in der Ausbildung der finaten Leisten, zeigt aber einen deutlich entwickelten Apikalfortsatz und einen triangularen Habitus (vgl. DUXBURY 1977: 123). Eine unterschiedliche Höhe der Leisten auf Epi-/Hypozyste tritt bei *Rhynchodiniopsis hermii* n. sp. nicht, und die fenestrate Ausbildung selbiger nur untergeordnet auf. Ein weiteres Unterscheidungskriterium gegenüber *Rhynchodiniopsis fimbriata* (DUXBURY, 1980) ist die Größe; *Rhynchodiniopsis hermii* n. sp. ist ein gutes Drittel kleiner. Diese Art ist der als *Rhynchodiniopsis aptiana* DEFLANDRE, 1935 abgebildeten Form bei RENÉVILLE & RAYNAUD (1981) sehr ähnlich.

Maße: Holotypus: Gesamtlänge: 110 x 100 µm, Gesamtbreite: 90 x 86 µm. Höhe der Leisten: 8-12 µm; Höhe Apikalfortsatz: 12 µm. Variation: Gesamtlänge: 90-110 µm; Gesamtbreite: 90-100 µm; Höhe der Leisten: 6-12 µm; Höhe Apikalfortsatz: 10-12 µm.

Material: ca. 60 Exemplare.

Vorkommen: Waxenstein-Graben, Oberbayern (Drusberg-Schichten).

Alter: Barrême.

Subtilisphaera hagnii n. sp.
Taf. 3, Fig. 1-6; Abb. 5

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. HERBERT HAGN.

Holotypus: Präparat 559.1 (EF: P 50).

Paratypus: Präparat: 559.1 (EF: Q 50/1).

Locus typicus: Waxenstein-Graben, Oberbayern; Deutschland.

Stratum typicum: Drusberg-Schichten, Barrême.

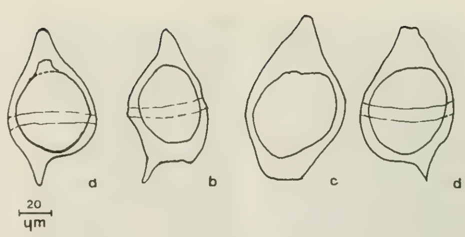


Abb. 5: Variation des Habitus von *Subtilisphaera hagnii* n. sp. Gezeichnet über Zeichenspiegel (x 400). a: Probe 559.1. Gesamtdurchmesser (H x B): 80 x 52 µm. (EF: P 50). b: Probe 559.1. Gesamtdurchmesser (H x B): 90 x 50 µm. (EF: O 55). c: Probe 559.1. Gesamtdurchmesser (H x B): 90 x 58 µm. (EF: U 46). d: Probe 558.II.4. Gesamtdurchmesser (H x B): 80 x 56 µm. (EF: G 53/2).

Beschreibung: Zumeist dorso-ventral abgeplattete Zyste ohne Anzeichen von Areation auf der Oberfläche. Zystenhabitus proximat, bicavat bis zumeist circumcavat. Habitus langgestreckt ovaloidal. Die Epiperiblast ist langgezogen kegelförmig mit geraden bis schwach konkaven, nach innen gebogenen Flanken. Der Hypoperiblast ist abgerundet trapezoidal mit mindestens einem deutlich ausgebildeten, kurzen Antapikalfortsatz. Der Periblast wird durch das deutlich ausgebildete Cingulum in einen etwas größeren Epiperiblast und einen kleineren Hypoperiblast unterteilt. Der Endoblast ist überwiegend subsphaeroidal bis ovaloidal ausgebildet und psilat. Sowohl apikal als auch antapikal ist ein Pericoel ausgebildet. Der Periblast ist psilat bis schwach granuliert. Eine Archaeopyle fehlt.

Bemerkung: Charakteristische Individuen zeigen einen langgezogenen, kegelförmigen, basal stark verbreiterten Periblast. *Subtilisphaera hagnii* n. sp. ist auf Grund ihres Habi-

---

Tafel 2

Fig. 1 *Chlamydophorella* cf. *discreta* CLARKE & VERDIER, 1967. - Probe 580.II.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 50 x 40 µm. EF: E 39.

Fig. 2 *Gonyaulacysta helicoidea* (EISENACK & COOKSON, 1960) SARJEANT, 1966. - Probe 569.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 52 x 44 µm. EF: N 46/4.

Fig. 3 *Gardodinium trabeculosum* (GOCHT, 1959) DAVEY, 1978. - Probe 561.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 70 x 50 µm. EF: C 34/4.

Fig. 4 *Cyclonephelium hystrix (*Eisenack, 1958) DAVEY, 1978. - Probe 563.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 50 x 64 µm. EF: E 38/2.

Fig. 5 *Pseudoceratium anaphrissum* (SARJEANT, 1966) BINT, 1986. - Probe 580.II.3. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 90 x 80 µm. EF: R 36.

Fig. 6 *Pseudoceratium retusum* BRIDEAUX, 1977. - Probe 566.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 80 x 90 µm. EF: K 39/3.

Fig. 7 *Apteodinium maculatum* EISENACK & COOKSON, 1960. - Probe 560.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 102 x 100 µm. EF: J 40/2.

Fig. 8,11 *Cerbia tabulata* (DAVEY & VERDIER, 1974) BELOW, 1981. - Fig. 8: Probe 564.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 60 x 72 µm. EF: X 51/2. Fig. 11: Probe 569.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 80 x 70 µm. EF: J 52/3.

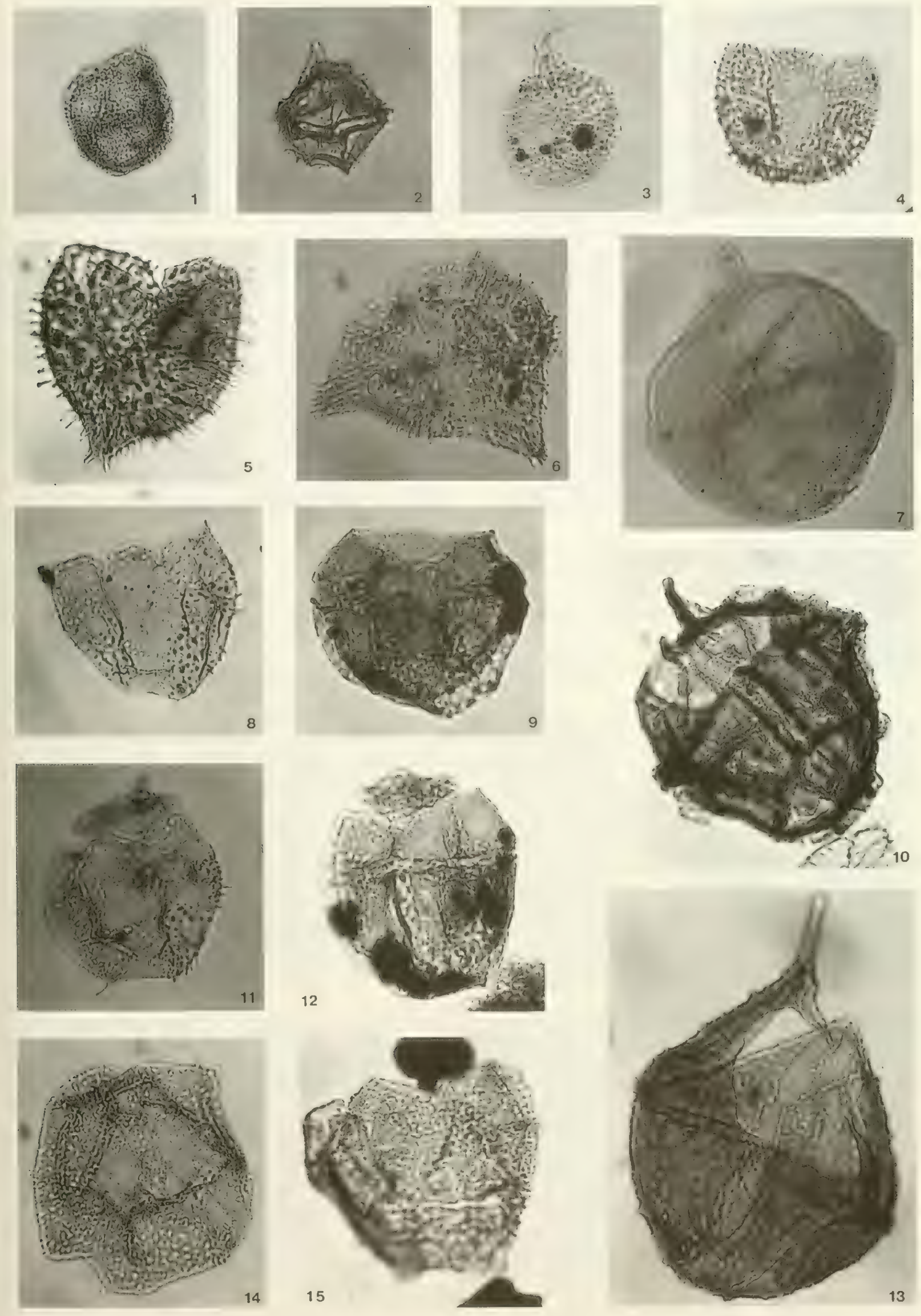
Fig. 9,12 *Meiourogonyaulax stoveri* MILLIOUD, 1969. - Fig. 9: Probe 561.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 70 x 80 µm. EF: N 34/4. Fig. 12: Probe 569.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 90 x 80 µm. EF: T 44.

Fig. 10 *Cribroperidinium sepimentum* NEALE & SARJEANT, 1962. - Probe 561.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 120 x 100 µm. EF: T 52.

Fig. 13 *Cribroperidinium orthoceras* (EISENACK, 1958) DAVEY, 1969. - Probe 561.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 160 x 110 µm. EF: U 37/3.

Fig. 14 *Cyclonephelium attadalicum* COOKSON & EISENACK, 1962. - Probe 565.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 100 x 90 µm. EF: L 42/3.

Fig. 15 *Canningia reticulata* COOKSON & EISENACK, 1960. - Probe 558.II.3. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 100 x 90 µm. EF: N 43/4.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

tus von den anderen *Subtilisphaera*-Arten gut zu unterscheiden. *Subtilisphaera cheit* BELOW, 1981 hat zwar einen längsovalen Habitus, zeigt aber einen sphaeroidalen Endoblast und dünne Anhänge auf der Zystenoberfläche. *Subtilisphaera senegalensis* JAIN & MILLEPIED, 1973 ist durch einen sphaeroidalen Habitus mit kurzen Apikal-/Antapikalfortsätzen gekennzeichnet. Im Gegensatz zu *Subtilisphaera hagnii* n. sp. zeigt *Subtilisphaera zawia* BELOW, 1981 einen pentagonalen Habitus. Eine auf der Epizyste ausgebildete „Schulter" wie bei *Subtilisphaera pirnaensis* fehlt ebenfalls. Ähnlichkeiten im Habitus und im verhältnismäßig großen apikalen Periblast bestehen zu *Subtilisphaera scabrata* JAIN & MILLEPIED, 1973. Letztere ist allerdings nach JAIN & MILLEPIED (1973) durch eine granuloscabrate Luxuria sowie durch ihre Größe deutlich abgegrenzt. *Subtilisphaera scabrata* JAIN & MILLEPIED, 1973 ist wesentlich kleiner.

Maße: Holotypus: Periblast: 80 x 52 µm, Endoblast: 50 x 46 µm.

Variationsbreite: Periblast: L: 78-82 µm. B: 44-56 µm. Endoblast: 40-48 x 38-42 µm.

Material: ca. 40 Exemplare.

Vorkommen: Waxenstein-Graben, Oberbayern (Drusberg-Schichten).

Alter: Barrême.

Subtilisphaera terrula (DAVEY, 1974) LENTIN & WILLIAMS, 1976

1974 *Deflandrea terrula* n. sp. - DAVEY: 65; Taf. 8, Fig. 4-5 (Mittel-Barrême).

1976 *Subtilisphaera terrula* (DAVEY, 1974) comb. nov. - LENTIN & WILLIAMS: 119.

1990 ?*Subtilisphaera terrula* (DAVEY, 1974) LENTIN & WILLIAMS, 1976. - PRÖSSL: Taf. 6, Fig. 8 (Unterkreide; Nordwestdeutschland).

Material: 5 Exemplare.

Vorkommen: Probe Wa/2, Wa/6.

2.4 STRATIGRAPHISCHE ERGEBNISSE UND ÜBERREGIONALER VERGLEICH

Auf Grund umfangreicher Untersuchungen der letzten Jahre lassen sich mit Dinoflagellatenzysten, in Ergänzung zu traditionellen mikropaläontologischen Gruppen wie planktonischen Foraminiferen, Ostracoden oder kalkigem Nannoplankton, detaillierte stratigraphische Aussagen machen. Aus der Fülle wichtiger Arbeiten der Unterkreide seien auswahlsweise BELOW (1981, 1982a; Marokko), DUXBURY (1977, 1980, 1983; England), LISTER & BATTEN (1988; England), HARDING (1990; England, Nordwestdeutschland), DAVEY (1969, 1970, 1979, 1982; NW-Europa), HEILMANN-CLAUSEN (1987; Dänemark), MICHAEL (1964; Nordwestdeutschland), GOCHT (1957; Nordwestdeutschland), MUTTERLOSE & HARDING (1987; Nordwestdeutschland), SRIVASTAVA (1984; Südostfrankreich), FECHNER (1985, 1989; Südostfrankreich, Nordwestdeutschland), BURGER (1980; Australien) und HELBY et al. (1987; Australien) genannt.

Nachfolgend wird die Verbreitung einiger wichtiger ausgewählter Arten diskutiert (die stratigraphische Verbreitung wurde nach den Angaben des Autors angegeben, unabhängig der Zweigliederung [Ob./Unt.] oder Dreigliederung [Ob./Mitt./Unt.] der Barrême-Stufe).

Pseudoceratium anaphrissum: Nach DUXBURY (1980) und PRÖSSL (1990) tritt diese Art im borealen Bereich von Ostengland und Nordwestdeutschland nur bis zum höheren Unter-Barrême auf. Nach DAVEY (1982) setzt diese Art am Grenzbereich Mittel-/Ober-Barrême aus. Nach COSTA & DAVEY (1992) liegt die Verbreitung im Unter- bis tieferem Ober-Barrême (*rarocinctum-rudefissicostatum*-Zone). Nach HARDING (1990) hat diese Art eine extrem eingeschränkte Verbreitung analog dem Hauptblätterton des Barrême mit Ersteinsetzen in der *fissicostatum*-Zone (KEMPER 1976). Nach DAVEY (1974) tritt sie in den middle-B-beds des Speeton Clay und nach THUSU (1978) im unterem Barrême von Spitzbergen auf.

Cauca parva: Diese wichtige Art der borealen Unterkreide, die in Nordwestdeutschland im tieferen Unter-Barrême (PRÖSSL 1990:119) auftritt, fehlt im Profil des Waxenstein-Grabens. Sehr häufig tritt diese Art in den „kühleren" Ober-Apt Sedimenten von Vöhrum auf (BELOW & KIRSCH 1994). Von Bedeutung ist auch das Fehlen in den Unterkreide-Gesteinen

---

Tafel 3

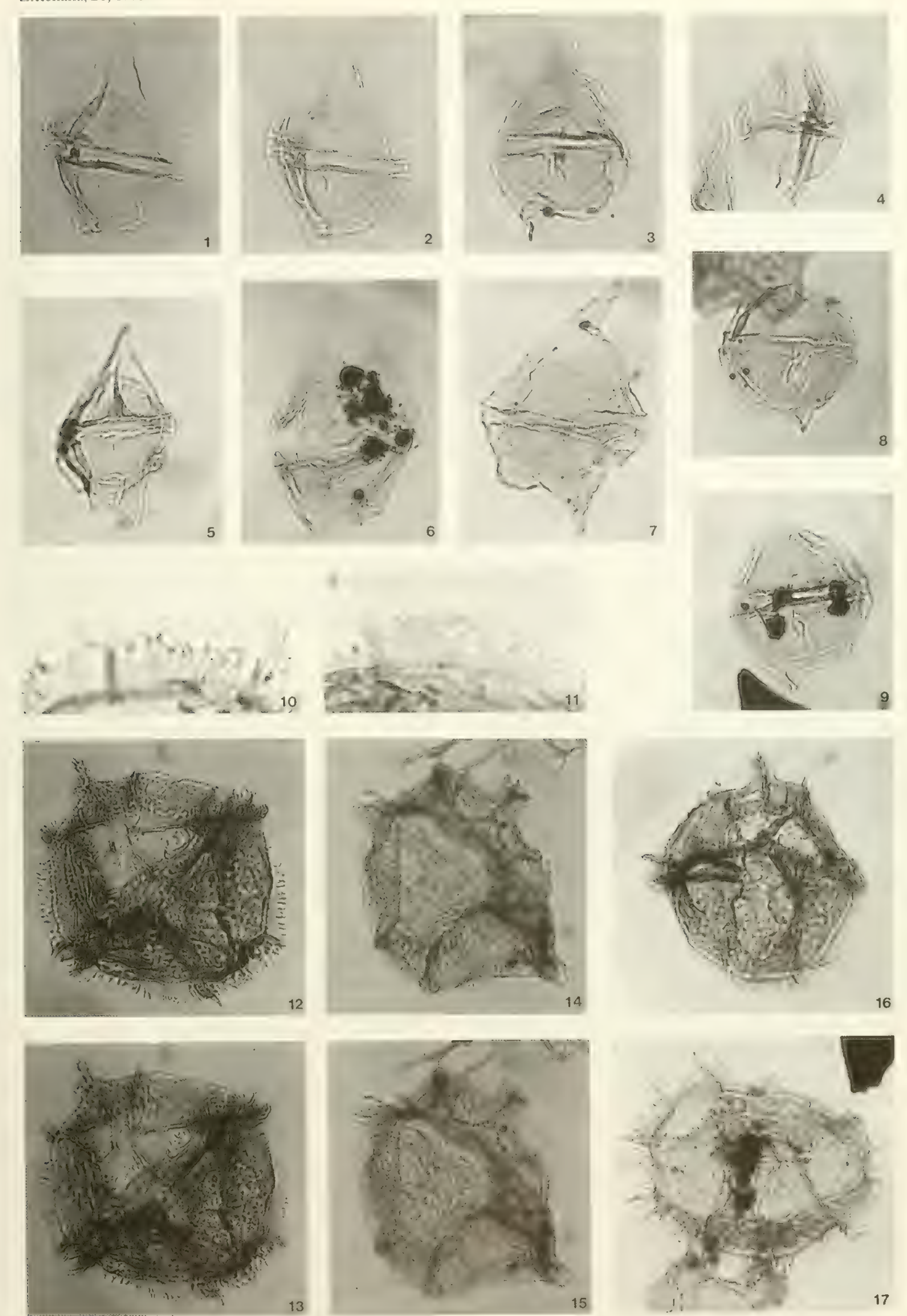
Fig. 1-6 *Subtilisphaera hagnii* n. sp. - Fig. 1, 2: Holotypus. Probe 559.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 80 x 52 µm. EF: P 50. Fig. 3: Paratypus. Probe 559.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 98 x 90 µm. EF: Q 50/1. Fig. 4: Probe 558.II.3. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 82 x 46 µm. EF: F 54. Fig. 5: Probe 558.II.3. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 80 x 50 µm. EF: W 42. Fig. 6: Probe 559.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 90 x 58 µm. EF: U 46.

Fig. 7 *Subtilisphaera pirnaensis* (ALBERTI, 1959) JAIN & MILLEPIED, 1973. - Fig. 5: Probe 568.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 100 x 64 µm. EF: L 34.

Fig. 8 *Subtilisphaera perlucida* (ALBERTI, 1959) JAIN & MILLEPIED, 1973. - Probe 580.II.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 60 x 50 µm. EF: R 43/1.

Fig. 9 *Subtilisphaera terrula* (DAVEY, 1974) LENTIN & WILLIAMS, 1976. - Probe 580.II.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 70 x 56 µm. EF: H 51/3.

Fig. 10-17 *Rhynchodiniopsis hermii* n. sp. - Fig. 10: Vergrößerter Ausschnitt der Leisten. Probe 566.1. Vergrößerung x 1000. EF: J 39/1. Fig. 11: Vergrößerter Auschnitt der Leisten. Probe 566.1. Vergrößerung x 1000. EF: W 28/4. Fig. 12,13: Holotypus. Probe 566.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 110 x 100 µm. EF: N 35/2. Fig. 14, 15: Probe 560.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 90 x 110 µm. EF: S 45. Fig. 16: Paratypus. Probe 566.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 98 x 90 µm. EF: K 31/4. Fig. 17: Ansicht apikal/antapikal. Probe 560.1. Vergrößerung x 400. Gesamtdurchmesser: 104 x 90 µm. EF: M 45/3.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
14
16
13
15
17

Stufe		Dinoflagellatenzystenzonierungen						
		NW-Deutschland	England	Nordeuropa SE-Frankreich	NW-Atlantik	Australien	Nordamerika Engl. / Frankr.	SE-Kanada
		Prössl 1990	Duxbury 1977	Davey 1979 / 1982	Habib & Drugg 1983 / 1987	Helby et al. 1987	Williams 1977	Bujak & Williams 1978
Apt							Hystrichosphaerina schindewolfii	
Apt	Unter				Subtilisphaera perlucida	Odontochitina operculata; Ascodinium cinctum	Subtilisphaera perlucida	Subtilisphaera perlucida
Barrême	Ober	Impagidinium alectrolophum		Odontochitina operculata / Palaeoperidinium cretaceum				
Barrême	Mittel	Exiguisphaera plectilis			Odontochitina operculata	Muderongia australis	Phoberocysta neocomica / Pseudoceratium anaphrissum	Pseudoceratium anaphrissum
Barrême	Unter			Pseudocer anaphrissum				
Hauterive	Ober	Coronifera oceanica	Zone E	Subtilisph terrula / Canningia cf reticulata	?			
Hauterive	Unter	Bartioladinium longicornutum; Cymososphaeridium validum	Zone D	Discorsia nanna / Batiodinium longicornutum; Kleithriasph simplicispinum	Druggidium deflandrei	Muderongia testudinaria	Ctenidodinium elegantulum	Ctenidodinium elegantulum
			Zone C					

Abb. 6: Vergleichende Dinoflagellatenzysten – Zonierungen der Unterkreide.

der Thierseemulde der Nördlichen Kalkalpen (Harloff & Kirsch 1992) oder der Unterkreide SW-Marokkos (Below 1981, 1982a) oder dem Stratotyp des Barrême aus Südostfrankreich (de Reneville & Raynaud 1981).

Palaeoperidinium cretaceum: Diese Art findet sich nur sehr selten in den höheren Proben des Profils. Nach Prössl (1990) tritt diese Art im höchsten Unter-Barrême auf. Nach Harding (1990) ist diese Art auf „nearshore-environments" beschränkt und in einigen Ober-Barrême Proben häufig. Davey (1979, 1982) verwendet diese Art als Zonenindexfossil für den Zeitbereich des Mittel- bis Ober-Barrême.

Impagidinium alectrolophum: Diese Art konnte in dem ganzen Profilabschnitt nicht nachgewiesen werden, tritt aber als Leitform nach Duxbury (1977) im mittleren Mittel-Barrême, bzw. nach Prössl (1990) im unterem Ober-Barrême erstmals im Boreal auf.

Ctenidodinium elegantulum: Diese charakteristische Art ist in allen Proben des Profilabschnittes Waxenstein-Graben zu beobachten. Nach Costa & Davey (1992) tritt diese Art im Barrême auf. *Ctenidodinium elegantulum* hat nach Prössl (1990) ihr letztes Auftreten im Ober-Barrême des Boreal.

Cassiculosphaeridia magna: Nach Davey (1974) und Duxbury (1980) tritt diese Art im ganzen Barrême auf, nach Prössl (1990) bis in das Mittel-Barrême, wogegen Harding (1990) auf eine eingeschränkte Verbreitung im Unter-Barrême (aussterbend im Hauptblätterton) hinweist. de Reneville & Raynaud (1981) geben ein Auftreten bis zum Unter-Barrême von Südostfrankreich an. Da diese Art in den untersuchten Proben nicht gefunden wurde, ist eine stratigraphisch tiefere Einstufung des Profils Waxenstein-Graben nicht anzunehmen.

Cerbia tabulata: Diese Art ist in fast allen Proben des Profils Waxenstein-Graben, wenn auch nur untergeordnet,vertreten. Nach den Angaben von Harding (1990) soll diese Art gegen Ende des Hauptblätterton-Events der borealen Unterkreide die Art *Pseudoceratium anaphrissum* in den Dinoflagellatenzysten-Assoziationen ersetzen. Below (1981) gibt aus Sedimenten von Marokko einen Zeitbereich von Ober-Barrême bis Apt an.

Exiguisphaera phragma: Ein einzelner Fund dieser Art in einer Probe ist möglicherweise aus tieferen Schichten umgelagert. Duxbury (1979) beschreibt diese Art aus dem Unter-Hauterive von Speeton (Bed C 10) und Harding (1990) aus dem unteren Barrême. Dies würde auf stratigraphisch ältere Bereiche innerhalb der Drusberg-Schichten in diesem Gebiet hinweisen.

Odontochitina operculata: Diese Art tritt in allen Proben des Profilabschnittes Waxenstein-Graben vereinzelt bis häufig (vgl. Wa/6) auf. In Übereinstimmung mit Duxbury (1980) und Harding (1990) kommt diese Art nicht in stratigraphisch älteren Sedimenten als Barrême vor. Auch bei Davey (1979: Abb. 6) setzt diese Art erst an der Untergrenze Barrême ein.

Pseudoceratium pelliferum: Diese Art ist in allen Proben des Profilabschnittes Waxenstein-Graben mehr oder minder häufig, z. T. umgelagert, anzutreffen. Nach Harding (1990) ist *Pseudoceratium pelliferum* bis zum untersten Ober-Barrême nachzuweisen und wird im oberen Ober-Barrême von

Pseudoceratium solocispinum „ersetzt". Nach DAVEY (1979) tritt *Pseudoceratium pelliferum* bis an die Grenze Barrême/Apt auf und nach PRÖSSL (1990: Tab. 5) bis in das Ober-Apt.

Subtilisphaera terrula: Nach HARDING (1990: 53) besitzt diese Art zusätzlich zu ihrer stratigraphischen Bedeutung eine wichtige palökologische Aussagekraft, da sie überwiegend in „nearshore-environments" auftritt und im Ober-Barrême aussetzt. *Subtilisphaera terrula* tritt ab dem oberen Hauterive bis in das Barrême von Speeton, England auf (DUXBURY 1977: Abb. 21).

In den Proben des Waxenstein-Grabens fehlen einige charakteristische Elemente von Dinoflagellatenzysten-Assoziationen der Tethys, wie z. B. die Art *Druggidium deflandrei* (vgl. HABIB & DRUGG 1987). Diese Beobachtung läßt sich mit denen aus Nordwestdeutschland vergleichen. Außerdem konnten gegenüber zeitgleichen Sedimenten Nordwestdeutschlands einige dort wichtige Arten hier bisher nicht nachgewiesen werden: *Sirmiodinium grossii*, welche nach PRÖSSL (1990) bis in das Ober-Barrême vorkommt oder *Discorsia nanna*, die in Proben von Sarstedt (BELOW 1982b) nur im Ober-Barrême auftritt. Gleiches gilt für weitere Arten wie *Trichodinium speetonense* oder *Spiniferites dentatus* (vgl. HARDING 1990).

Aber es existieren auch übereinstimmende Elemente mit Dinoflagellatenzysten-Assoziationen aus Nordwestdeutschland und Nordeuropa: Arten wie z. B. *Ctenidodinium elegantulum*, *Pseudoceratium pelliferum*, *Florentinia interrupta* und *Cerbia tabulata* treten als gemeinsame, charakteristische Bestandteile der Dinoflagellatenzysten-Assoziationen in beiden Provinzen auf. Die Dinoflagellatenzysten-Assoziationen des Waxenstein-Grabens zeigen auch Gemeinsamkeiten mit denen des Barrême aus Südostfrankreich (MILLIOUD 1969, SRIVASTAVA 1984).

Dinoflagellatenzysten-Assoziationen aus dem Barrême der Thiersee-Schichten sind durch eine Dominanz der Gattungen *Cyclonephelium*, *Cerbia* oder *Cribroperidinium* charakterisiert (vgl. HARLOFF & KIRSCH 1992). Beiden Assoziationen ist der geringe Anteil scolochorater Formen, wie die Gattungen *Oligosphaeridium* und *Spiniferites* gemeinsam.

Für eine Einstufung in den Zeitbereich (?)Mittel- bis Ober-Barrême (?oberstes Barrême) der Proben WA/1 - WA/13 spricht das Auftreten von *Pseudoceratium anaphrissum, Pseudoceratium retusum, Pseudoceratium pelliferum, Cerbia tabulata* und *Subtilisphaera terrula* sowie das Fehlen von charakteristischen Arten des Zeitbereiches Hauterive/Unter-Barrême wie z. B. *Cassiculosphaeridia magna* (vgl. HARDING 1990) oder *Nexosispinum vetusculum*, die ebenfalls im unteren Barrême ihr letztes Vorkommen haben (DAVEY 1979). Auch *Exiguisphaera phragma* hat eine stratigraphische Reichweite bis in das Unter-Barrême (HARDING 1990). Vergleicht man die Proben mit den Angaben aus COSTA & DAVEY (1992: Abb. 18) für NW-Europa (England), so würde durch das Einsetzen von *Pseudoceratium anaphrissum* der tiefere Profilabschnitt Waxenstein-Graben nicht jünger als Mittel-Barrême sein. Gegen die stratigraphische Einstufung des Profilabschnittes Waxenstein-Graben in das Apt spricht ebenfalls das Fehlen typischer Arten.

Der Profilabschnitt des Waxenstein-Grabens der Drusberg-Schichten ist also mit Hilfe von Dinoflagellatenzysten als (?)Mittel - bis Ober-Barrême zu datieren.

Kalkiges Nannoplankton: Die zusätzliche Untersuchung des kalkigen Nannoplanktons (Probe Wa/1 - Wa/13) durch Herrn Prof. Dr. MUTTERLOSE (mündl. Mitteilung) hat eine artenarme und schlecht erhaltene Assoziation geliefert, welche aber durch das Fehlen von eindeutigen Apt-Arten einerseits und durch das Auftreten einer charakteristischen Leitform für das Barrême andererseits gekennzeichnet ist. Diese Leitform *Flabellites biforaminis* THIERSTEIN (1973) setzt erstmals im höchsten Barrême ein (vgl. auch MUTTERLOSE 1992). Dies stimmt mit der stratigraphischen Verbreitung wichtiger Leitformen der Dinoflagellatenzysten aus den höheren Proben überein.

Foraminiferen: Ebenfalls besteht Übereinstimmung mit neueren mikropaläontologischen Untersuchungen. Nach FUCHS (1971) weisen reiche Foraminiferenfaunen auf ein Mittel-Barrême-Alter der unteren Drusberg-Schichten in Vorarlberg hin. Nach WEIDICH (1989: Tab. 1) würde dieser Zeitbereich der *sigali*-Zone des Barrême nach einer Unterkreide-Zonierung mit planktonischen Foraminiferen für die Nördlichen Kalkalpen entsprechen.

Im Vergleich zu den wichtigsten überregionalen Unterkreidezonierungen, beruhend auf Dinoflagellatenzysten, werden die Untersuchungsergebnisse der Barrême-Proben des Helvetikums der Lokalität Waxenstein-Graben in Abb. 6 kurz gegenübergestellt. Eine ausführliche Zusammenstellung verschiedener Zonierungen findet sich in WILLIAMS & BUJAK (1985) und PRÖSSL (1990). Nach WILLIAMS & BUJAK (1985) beziehen sich einzelne Zonierungen auf den borealen Bereich (PRÖSSL 1990; DUXBURY 1977; DAVEY 1979, 1982) und auf die Tethys (HABIB & DRUGG 1983, 1987).

Die Probenserie läßt sich gut in die von DAVEY (1979, 1982) aufgestellte *Odontochitina operculata*-Zone (*Pseudoceratium anaphrissum-Palaeoperidinium cretaceum*-Subzone) des Unter- bis Mittel-Barrême für Ablagerungen aus der Tethys eingliedern, wobei sich Unterschiede in den Reichweiten der einzelnen Subzonen innerhalb des Barrême zeigen. Dies steht allerdings nicht in genauer Übereinstimmung mit der Verbreitung des kalkigen Nannoplanktons (?höchstes Barrême für die Proben WA/2 - WA/13).

In den Dinoflagellatenzysten-Assoziationen fehlen charakteristische Zonenleitformen nach der Gliederung von PRÖSSL (1990: 113: *Exiguisphaera plectilis*-Zone des tiefsten Unter-Barrême bis mittleren Ober-Barrême) für die Unterkreide Nordwestdeutschlands oder nach HELBY et al. (1987) für Australien. Zusammenfassend lassen sich die Proben in die *Odontochitina operculata*-Zone des Barrême nach DAVEY (1982) beziehungsweise der *Odontochitina operculata*-Zone nach HABIB & DRUGG (1983, 1987) eingliedern.

3. ZUSAMMENFASSUNG

Gegenüber Foraminiferen und Ostracoden sind die organischen Reste wie Pollen/Sporen und Dinoflagellatenzysten in Kreidesedimenten der Alpen und Voralpen weit weniger gut erhalten. Um so erfreulicher ist es, daß aus dem Profilabschnitt Waxenstein-Graben der Drusberg-Schichten des Helvetikums aus Oberbayern erstmals häufige und teilweise gut erhaltene Dinoflagellatenzysten-Assoziationen mit 30 - 50 Arten gefunden wurden, zusammen mit Palynomorpha und Pollen/Sporen, Acritarchen, Prasinophyceae und Mikroforaminiferen. Die eindeutig marinen Ablagerungsbedingungen werden durch die dominierenden Dinoflagellatenzysten (85 - 90%) belegt. In den überwiegend offen marinen Ablagerungsbedingungen liegt auch der Grund für die geringe Menge der terrigenen Palynomorphen.

Der Profilabschnitt des Waxenstein-Grabens der Drusberg-Schichten ist mit Hilfe von charakteristischen Arten wie *Ctenidodinium elegantulum, Pseudoceratium pelliferum, Pseudoceratium anaphrissum* und *Cerbia tabulata* als (?)Mittel- bis Ober-Barrême zu datieren.

Boreale Arten wie *Cauca parva, Exiguisphaera plectilis* und *Trichodinium speetonense*, die häufig in Proben aus Nordwestdeutschland sind, fehlen, ebenso einige charakteristische Arten der Tethys, wie z.B. *Druggidium deflandrei* aus dem Barrême (vgl. Habib & Drugg 1983). Übereinstimmungen bestehen zu Dinoflagellatenzysten-Assoziationen aus Südostfrankreich (vgl. Millioud 1969; De Reneville & Raynaud 1981; Srivastava 1984).

Die Proben lassen sich der *Odontochitina operculata*-Zone des Barrême nach Davey (1982), beziehungsweise der *Odontochitina operculata*-Zone nach Habib & Drugg (1983, 1987) zuordnen.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Alberti, G. (1961): Zur Kenntnis mesozoischer und alttertiärer Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen von Nord- und Mitteldeutschland sowie einigen anderen europäischen Gebieten. - Palaeontographica, Abt. A, **116**: 1-58, 12 Taf.; Stuttgart.

Below, R. (1981): Dinoflagellaten-Zysten aus dem oberen Hauterive bis unteren Cenoman Süd-West-Marokkos. - Palaeontographica, Abt. B, **176**: 1-145, 90 Abb., 15 Taf., 1 Beil.; Stuttgart.

Below, R. (1982a): Scolochorate Zysten der Gonyaulacaceae (Dinophyceae) aus der Unterkreide Marokkos. - Palaeontographica, Abt. B, **182**: 1-51, 14 Abb., 9 Taf.; Stuttgart.

Below, R. (1982b): Zur Kenntnis der Dinoflagellaten-Zysten-Populationen im Ober-Apt der Tongrube „Otto Gott" in Sarstedt/ Norddeutschland. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **164**: 339-363, 42 Abb.; Stuttgart.

Below, R. (1987a): Evolution und Systematik von Dinoflagellaten-Zysten aus der Ordnung Peridiniales. I. Allgemeine Grundlagen und Subfamilie Rhaetogonyaulacoideae (Familie Peridiniaceae). - Palaeontographica, Abt. B, **205**: 1-178, 76 Abb., 5 Tab., 1 Beil., 26 Taf.; Stuttgart.

Below, R. (1987b): Evolution und Systematik von Dinoflagellaten-Zysten aus der Ordnung Peridiniales. II. Cladopyxiaceae und Valvaeodiniaceae. - Palaeontographica, Abt. B, **206**: 1-135, 22 Abb., 2 Beil., 29 Taf.; Stuttgart.

Below, R. & Kirsch, K.-H. (1994, im Druck): Die Verteilung des Palynophytoplanktons einer dunkel/hell/dunkel Sequenz des höchsten Apt (jacobi-Zone) von Vöhrum (Niedersachsen/ Deutschland) - Neue methodische Ansätze bei der quantitativen Analyse mariner Floren - Palaeontographica, Abt. B; Stuttgart.

Bettenstaedt, F. (1958): Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. - Z. dt. geol. Ges., 1957, **109**: 566-592, 1 Abb., 3 Tab.; Hannover.

Bint, A. N. (1986): Fossil ceratiaceae: a restudy and new taxa from the mid-cretaceous of the western interior, U.S.A. - Palynology, **10**: 135-180, 15 Abb., Taf. 1-9; Dallas, Texas.

Brideaux, W. W. (1977): Taxonomy of Upper Jurassic-Lower Cretaceous microplankton from the Richardson Mountains, District of McKenzie, Canada - Geol. Surv. Bull., **281**: 1-89, Taf. 1-14; Ottawa.

Bujak, J. P. & Williams, G. L. (1978): Cretaceous palynostratigraphy of offshore Southeastern Canada. - Geol. Surv. Can., Bull., **297**: 1-19, Abb. 1-5, 2 Tab., Taf. 1-3; Ottawa.

Burger, D. (1980): Palynological studies in the Lower Cretaceous of the Surat Basin, Australia. (Titel: Palynology of the Lower Cretaceous in the Surat Basin). - Australian Bureau of Mineral Resources (BMR), Bull., **189**: 1-106, Taf. 1-48; Canberra.

Costa, L. I. & Davey J. (1992): Dinoflagellate cysts of the Cretaceous System. - In: Powell, (ed.): A stratigraphic index of dinoflagellate cysts: 99-153, Abb. 3.1-3.9, Taf. 3.1-3.11; London (Chapman & Hall).

Dacque, E. (1912): Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. Mit einem Beitrag von Dr. H. Imkeller. - Mitt. Geogr. Ges. München, 7: 211-279, Taf. 8 (geol. Karte 1:25000), Taf. 9 (Profiltaf. 1:25000), 1 Abb., Tab. 1-3; München.

Davey, R. J. (1969): Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, northern France and North America, Part I. - Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), **17** (3): 103-180, 16 Abb., Taf. 1-11; London.

Davey, R. J. (1970): Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, northern France and North America, Part II. - Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), **18** (8): 333-398, Taf. 1-10; London.

Davey, R. J. (1974): Dinoflagellate cysts from the Barremian of the Speeton Clay, England. - In: Sah, S. C. P. & Cross, A. T. (Hrsg.), Symposium on Stratigraphical Palynology. - Birbal Sahni Institute of Palaeobotany, Spec. Publ., **3**: 41-75, Taf. 1-9; Lucknow.

Davey, R. J. (1979): Marine Apto-Albian palynomorphs from Holes 400A and 402A, IPOD Leg 48, northern Bay of Biscay. - In: Montadert, L., Roberts, D. G., et al. (Hrsg.), Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **48**: 547-577, Taf. 1-8; Washington.

Davey, R. J. (1982): Dinocyst stratigraphy of the latest Jurassic to Early Cretaceous of the Haldager No. 1 borehole, Denmark. - Geolog. Surv. Denmark, Ser. B, **6**: 1-57, Taf. 1-10; Kopenhagen.

Davey, R. J. & Williams, G. L. (1966): The genus *Hystrichosphaeridium* and its allies. - In: Davey, R. J., Downie, C., Sarjeant, W. A. S. & Williams, G. L., Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts. - Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), Suppl., **3**: 53-106; London.

DAVEY, R. J. & VERDIER, J. P. (1974): Dinoflagellate cysts from the Aptian type sections at Gargas and La Bédoule, France. - Palaeontology, **17** (3): 623-653, 8 Abb., Taf. 91-93; London.

DEFLANDRE, G. & COOKSON, I. C. (1955): Fossil microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary sediments. - Austral. J. Mar. Freshw. Res., **6**: 242-313, 59 Abb., 1 Tab., Taf. 1-9; Melbourne.

DUXBURY, S. (1977): A palynostratigraphy of the Berriasian to Barrêmian of the Speeton Clay, England. - Palaeontographica, Abt. B, **160**: 17-67, 21 Abb., 1 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.

DUXBURY, S. (1979): Three new genera of dinoflagellate cysts from the Speeton Clay (Early Cretaceous) of Speeton, England. - Micropaleontology, **25**: 198-205, 2 Taf.; New York.

DUXBURY, S. (1980): Barrêmian phytoplankton from Speeton, East Yorkshire. - Palaeontographica, Abt B, **173**: 107-146, 17 Abb., 13 Taf.; Stuttgart.

DUXBURY, S. (1983): A study of dinoflagellate cysts and acritarchs from the Lower Greensand (Aptian to Lower Albian) of the Isle of Wight, southern England. - Palaeontographica, Abt. B, **186**: 18-80, 35 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Stuttgart.

FECHNER, G. G. (1985): Quantitative investigations of a Mid-Cretaceous Dinoflagellate cyst assemblage from SE-France, supplemented by notes on the palaeogeography and the palaeoenvironment. - Berliner geowiss. Abh. (A), **60**: 111-137, 7 Abb., 5 Taf.; Berlin.

FECHNER, G. G. (1989): Palynologische Untersuchungen im Alb/Cenoman-Grenzbereich von Rüthen (Nordwestdeutschland) und La Vierre (SE-Frankreich). - Documenta Naturae, **53**: 1-136, I-XIII, 27 Abb., 34 Taf.; München.

FUCHS, W. (1971): Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barrême aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg. - Abh. geol. B.-A. Wien, **27**: 1-49, 5 Abb., Taf. 1-11; Wien.

GAUPP, R. & BATTEN, D. J. (1985): Maturation of organic matter in Cretaceous strata of the Northern Calcareous Alps. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1985** (3): 157-175, 3 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

GOCHT, H. (1957): Mikroplankton aus dem nordwestdeutschen Neokom I. - Paläont. Z., **31** (3-4): 163-185, Taf. 18-20; Stuttgart.

HABIB, D. & DRUGG, W. S. (1983): Dinoflagellate age of Middle Jurassic-Early Cretaceous sediments in the Blake-Bahama Basin. - In: SHERIDAN, R. E. & GRADSTEIN, F. M. et al. - Init. Rep. DSDP, **76**: 623-638; Washington.

HABIB, D. & DRUGG, W. S. (1987): Palynology of sites 603 and 605, leg 93, deep sea drilling project. - In: VAN HINTE, J. E. & WISE, S. W. jr. et al. (ed.): Init. Rep. DSDP, **93**: 751-775, Abb. 1-5, Taf. 1-8, Append. A - B; Washington.

HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. - Geol. Bavar., **44**: 1-208, 10 Abb., 1 Tab., Taf. 1-12; München.

HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18**: 167-235, 5 Abb., Taf. 13-16; München.

HAGN, H. (1981): Die bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. - Geol. Bavar., **82**: 408 S., 70 Abb., 7 Tab., 13 Taf.; München.

HAHN, F. F. (1913): Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. - Z. dt. geol. Ges., 1912, Monatsber., **64**: 528-536, 3 Abb.; Berlin.

HARDING, I. C. (1990): A dinocyst calibration of the european boreal Barremian. - Palaeontographica, Abt. B, **218**: 1-76, 19 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Stuttgart.

HARDING, I. C. & HUGHES, N. F. (1990): Fossil ceratioids: A revision of *Endoceratium dettmannae* from the early Cenomanian Cambridge Greensand. - Rev. Palaeobot. Palynol., 65: 311-318, 5 Abb.; Amsterdam.

HARLOFF, J. & KIRSCH, K.-H. (1992): Foraminiferen und Dinoflagellatenzysten aus der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseemulde, Nordtirol). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **185**: 179-194, 37 Abb.; Stuttgart.

HEILMANN-CLAUSEN, C. (1987): Lower Cretaceous dinoflagellate biostratigraphy in the Danish Central Trough. With a contribution on the *gottschei* ammonite Zone (Hauterivian) in the Adda-2 well by T. BIRKELUND - Danm. Geolog. Unders., Ser. A, **17**: 1-89, Abb. 1-13, Taf. 1-17; Kopenhagen.

HEIM, A. (1910, 1913, 1916, 1917): Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe. - Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., 4 Bde., 20; Bern.

HEIM, A. (1919): Zur Geologie des Grünten im Allgäu. - Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich (HEIM-Festschrift), **64**: 458-486, 14 Abb.; Zürich.

HELBY, R., MORGAN, R. & PARTRIDGE, A. D. (1987): A palynological zonation of the Australian Mesozoic. - In: JELL, P. A. (Hrsg.): Studies in Australian Mesozoic Palynology. - Ass. Austral. Palaeont., Mem., **4**: 1-94, 49 Abb., Appendix 1-3; Sydney.

JAIN, K. P. & MILLEPIED, P. (1973): Cretaceous microplankton from Senegal Basin, N. W. Africa. 1. Some new genera, species and combinations of dinoflagellates. - Palaeobot., **20** (1): 22-32, Taf. 1-3; Lucknow.

JAIN, K. P. & MILLEPIED, P. (1975): Cretaceous microplankton from Senegal Basin, W. Afrika. Pt. 2. Systematics and biostratigraphy. - Geophytology, **5** (2): 126-171, 6 Taf.; Lucknow.

KAISER, H. & ASHRAF, R. (1974): Gewinnung und Präparation fossiler Sporen und Pollen sowie anderer Palynomorphae unter besonderer Betonung der Siebmethode. - Geol. Jb., A, **25**: 85-114, 1 Taf.; Hannover.

KEMPER, E. (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebieten, mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide. - 206 S., 42 Abb., 13 Tab., 34 Taf.; Nordhorn-Bentheim.

KIRSCH, K.-H. (1991): Dinoflagellatenzysten aus der Oberkreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern. - Münchner Geowiss. Abh., (A), **22**: 306 S., 105 Abb., 43 Taf., Anhang; München.

LENTIN, J. K. & WILLIAMS, G. L. (1976): A monograph of fossil peridinioid dinoflagellate Cysts. - Bedford Inst. Oceanogr. Report, Ser. BI-R-75-16: 237 S., 10 Abb., 7 Tab., 21 Taf.; Dartmouth.

LENTIN, J. K. & WILLIAMS, G. L. (1989): Fossil dinoflagellates: Index to genera and species, 1989 edition. - Am. Assoc. Stratigr. Palynol., Contrib. Ser., **20**: 473 S.; Calgary.

LISTER, J. K. & BATTEN, D. J. (1988): Stratigraphic and palaeoenvironmental distribution of Early Cretaceous dinoflagellate cysts in the Hurlands Farm Borehole, west Sussex, England. - Palaeontographica, Abt. B, **210**: 8-89, 13 Taf.; Stuttgart.

MICHAEL, E. (1964): Mikroplankton und Sporomorphe aus dem norddeutschen Barrême. - Mitt. Geol. Inst. T. H. Hannover, **2**: 22-48, Taf. 1-5; Hannover.

MILLIOUD, M. E. (1969): Dinoflagellates and acritarchs from some western European Lower Cretaceous type localities. - In: BRÖNNIMANN, P. & RENZ, H. H. (Hrsg.): Proc. 1. Intern. Conf. plankt. Microfoss., Geneva 1967, **2**: 420-434, 3 Taf.; Leiden.

MUTTERLOSE, J. (1992): Biostratigraphy and palaeobiogeography of Early Cretaceous calcareous nannofossils. - Cretaceous Research, **13**: 167-189, 9 Abb.; London.

MUTTERLOSE, J. & HARDING, I. (1987): Phytoplankton from the Anoxic Sediments of the Barremian (Lower Cretacous) of North-West-Germany. - Abh. Geol. B.-A., **39**: 177-215, 8 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Wien.

NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. - Anz. Akad. Wiss. Krakau, mathem.-naturw. Kl., A: 57-112, Taf. 1-3, Abb. 1-11, 1 Tab.; Krakau.

OHMERT, W. & WITT, W. (1966): Ultrahelvetikum und Helvetikum-Zone. - In: STEPHAN, W. & HESSE, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8236 Tegernsee. - 74-93, Abb. 18-20; München (Bayer. Geol. L.-A.).

PANTIC, N. & BAJRAKTAREVIC, Z. (1988): „Nannoforaminifera" in palynological preparations and smear-slides from Mesozoic and Tertiary deposits in Central and Southeast Europe. - Rev. Paléobiol., Vol. Spéc. **2**, Benthos `86: 953-959, 3 Taf.; Genf.

PANTIC, N. & BURGER, K. (1981): Palynologische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. - Eclogae geol. Helv., **74/3**: 661-672, 5 Abb.; Basel.

PRÖSSL, K. F. (1990): Dinoflagellaten der Kreide - Unter-Hauterive bis Ober-Turon - im Niedersächsischen Becken. Stratigraphie und Fazies in der Kernbohrung Konrad 101 sowie einiger anderer Bohrungen in Nordwestdeutschland. - Palaeontographica, Abt. B, **218**: 93-191, 6 Abb., 11 Tab., 19 Taf.; Stuttgart.

RENÉVILLE, P. DE & RAYNAUD, J.-F. (1981): Palynologie du stratotype du Barrêmien. - Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine, **5** (1): 1-29, 2 Tab., 5 Taf.; Pau.

RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J., SCHMIDT-THOME, P. (1939): Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. - Z. dt. geol. Ges., **91**: 649-704, Taf. 14, 1 geol. Karte 1:25 000, Profile 1-15; Berlin (zitiert als RICHTER, M. et al. 1939).

SARJEANT, W. A. S. (1966a): Dinoflagellate cysts with *Gonyaulax*-type tabulation. - In: DAVEY, R. J., DOWNIE, C., SARJEANT, W. A. S. & WILLIAMS, G. L.: Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts. - Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), Suppl. **3**: 107-156; London.

SARJEANT, W. A. S. (1966b): Further dinoflagellate cysts from the Speeton Clay. - In: DAVEY, R. J., DOWNIE, C., SARJEANT, W. A. S. & WILLIAMS, G. L.: Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts. - Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), Suppl. **3**: 199-214; London.

SARJEANT, W. A. S. & STOVER, L. E. (1978): *Cyclonephelium* and *Tenua*: A problem in Dinoflagellate Cyst taxonomy. - Grana Palynol., **17**: 47-54; Uppsala.

SCHRANK, E. (1988): Effects of chemical processing on the preservation of peridinioid dinoflagellates: a case from the Late Cretaceous of NE Africa.- Rev. Palaeobot. Palynol., **56**: 123-140, 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Amsterdam.

SINGH, C. (1971): Lower Cretaceous microflora of the Peace River Area, northwestern Alberta. - Res. Counc. Alberta, Bull., **28** (2): I-VII + 301-542, Taf. 39-80; Edmonton.

SINGH, C. (1983): Cenomanian microfloras of the Peace River area, northwestern Alberta. - Res. Counc. Alberta, Bull., **44**: 1-322, Taf. 1-62; Edmonton.

SRIVASTAVA, S. K. (1984): Barremian dinoflagellate cysts from southeastern France. - Cah. Micropaléont., **2**: 1-90, 10 Abb., 39 Taf.; Paris.

STOVER, L. E. & WILLIAMS, G. L. (1987): Analyses of Mesozoic and Cenozoic organic-walled dinoflagellates 1977-1985. - Am. Assoc. Stratigr. Palynol., Contrib. Ser., **18**: 1-243; Calgary.

THUSU, B. (1978): Aptian to toarcian dinoflagellate cysts from arctic norway. - In: THUSU, B. (ed.): Distribution of biostratigraphically diagnostic dinoflagellate cysts and miospores from the Northwest European continental shelf and adjacent areas. - Continental Shelf Inst., **100**: 61-95, 11 Taf.; Trondheim.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band II, Außerzentralalpiner Anteil. - 710 S., 286 Abb., 27 Taf.; Wien (Deuticke).

WEIDICH, K. F. (1989): Planktonic and Benthonic Foraminiferal Zonations of the Lower Cretaceous of the Northern Calcareous Alps. - In: WIEDMANN, J. (ed.): Cretaceous of the Western Tethys: 453-463, 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.

WETZEL, O. (1933a): Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide-Feuersteins. - Palaeontographica, Abt. A, **77**: 141-186, Abb. 1-10, (Taf. I-VII in WETZEL 1933b); Stuttgart.

WETZEL, O. (1933b): Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide-Feuersteins mit einem sedimentpetrographischen und stratigraphischen Anhang. - Palaeontographica, Abt. A, **78**: 1-100, Abb. 11-15, Taf. I-VII; Stuttgart.

WILLIAMS, G. L. (1975): Dinoflagellate and spore stratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Offshore Eastern Canada. - In: VAN DER LINDEN & WADE, J. A. (Hrsg.), Geol. Surv. Can., Pap. **74-30**, Vol. **2**: 107-161, 16 Abb., 8 Taf.; Ottawa.

WILLIAMS, G. L. (1977): Dinocysts. Their classification, biostratigraphy and paleoecology. - In: RAMSAY, A. T. S. (ed.), Oceanic Micropalaeontology. - Vol. **2**: 1231-1325, 2 Tab., 6 Taf.; London (Academic Press).

WILLIAMS, G. L., G. L. & BUJAK, J. P. (1985): Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.), Plankton stratigraphy. - Cambridge Earth Sci. Ser.: 847-964, Abb. 1-43; Cambridge.

WITT, W. (1963): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Alpenrandzone zwischen Schliersee und Ostin (östlich Tegernsee). - Unveröff. Dipl.-Arbeit., Univ. München: 107 S., 14 Abb., 9 Taf., 1 geol. Karte, 1 Profiltaf.; München.

WITT, W. (1968): Helvetikum-Zone. Das Helvetikum am Schliersee. - In: PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 8237 Miesbach. - 182 bis187, Abb. 20; München (Bayer. Geol. L.-A.).

WITT, W. (1981): Helvetikum (Kreide). - In: HAGN, H.: Die bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. - Geol. Bavar., **82**: 41-46, Abb. 12; München.

WITT, W. & HAGN, H. (1981): Waxenstein-Graben. - In: HAGN, H.: Die bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. - Geol. Bavar., **82**: 174-176; München.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	59–65	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? - frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn

Von

HANS EGGER*)

Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel

KURZFASSUNG

Von mehreren in Bayern und Österreich gelegenen Aufschlüssen der Seisenburger Schichten wird stratigraphisch wertvolles kalkiges Nannoplankton beschrieben. Dieses belegt, daß die Oberkante dieser Formation (frühes Campan) wesentlich jünger ist als bisher angenommen wurde. Ferner verweist der Aufbau der untersuchten altersgleichen Florenspektren auf unterschiedliche Herkunftsgebiete des turbiditischen Materials.

ABSTRACT

Biostratigraphically important calcareous nannoplankton is described from several outcrops of the Seisenburg Formation in Bavaria and Austria. These fossils make it clear that the top of this formation (early Campanian) is much younger as supposed before. The composition of the investigated nannoplankton associations indicates different source areas of the turbiditic material.

1. EINLEITUNG

In ihrer richtungweisenden Arbeit über die Flyschzone zwischen dem Inntal und dem Ennstal berichten RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940: 420) erstmals von roten und grünlich-grauen Tonschiefern an der Basis der Zementmergelserie. Sie bezeichnen diesen Profilabschnitt als „obere bunte Mergel und Schiefer“. In der Folge wurden diese Gesteine von den Bearbeitern der bayerischen Flyschzone kartierungsmäßig als Teil der Piesenkopfschichten betrachtet (z. B. FREIMOSER, 1972: 38 f.; von RAD 1972: 115). In Österreich hingegen wurden sie als eigene Formation (Obere Bunte Schiefer) kartiert (JANOSCHEK, 1964: 171 ff.; MAURER, 1972: 149; PREY, 1950: 142 f.; 1957: 323; 1980: 286; STURM, 1968: 67), wobei als Kriterium für die Abtrennung von den hangenden „Zementmergelbasisschichten“ (= Piesenkopfschichten) die Rotfärbung der Tonsteine herangezogen wurde. TOLLMANN (1985: 386) gab in seiner kompilatorischen Arbeit dieser Formation dann den Namen „Seisenburger Schichten“.

Die Seisenburger Schichten bilden eine dünnbankige Turbiditabfolge, deren Hartbänke nur selten Mächtigkeiten von mehr als 10 cm aufweisen. Den BOUMA-Abfolgen dieser karbonatreichen grauen Siltsteinbänkchen fehlen die Basisabschnitte; vorwiegend ist der Abschnitt T_d entwickelt, seltener die Abfolge T_{cd}; gegen das Hangende nimmt der Tongehalt der einzelnen Turbiditbänke zu, so daß über den Hartbänken jeweils geringmächtige (bis 5 cm) Mergel- bis Tonmergellagen folgen, die den Abschnitt T_e repräsentieren. Mit scharfer Grenze werden diese höchsten Teile der Turbidite oft von Ton-

*) Dr. HANS EGGER, c/o Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

steinen überlagert, die als das nicht-turbiditische pelagische Sediment interpretiert werden (der Begriff „pelagisch" wird hier sowohl für hemi- als auch eupelagisch verwendet). Diese Tonsteine, die eine Ablagerung unterhalb der lokalen Kalzitkompensationstiefe belegen, bauen etwa 25% der Schichtfolge auf. Charakteristisch ist meist ihre auf Hämatit zurückgehende rote Farbe, wodurch auf eine verhältnismäßig gute Durchlüftung des bodennahen Wassers zur Zeit der Ablagerung geschlossen werden kann. Der hohe Anteil an pelagischen Tonsteinen am Aufbau der Formation erklärt sich durch die turbiditische Mangelsedimentation, während welcher nur in langen Abständen Trübeströme von geringer Dichte und entsprechend geringer Erosionskraft zum Absatz gelangten.

Im Faziesschema von MUTTI et. al. (1975) können die Seisenburger Schichten den Fazies D_3 (Schlammturbidite) und G (Pelagite) zugeordnet werden. Im stärker differenzierten Modell von PICKERING et. al. (1986: 120 f. und 143 ff.) entsprechen ihnen die Fazies D2.1 und die Fazies G2.1.

2. STRATIGRAPHIE

Schwierigkeiten bereitete bislang die stratigraphische Einstufung der Seisenburger Schichten, da mit Ausnahme von Spurenfossilien keine Makrofossilien darin vorkommen und die Mikrofaunen fast ausschließlich von agglutinierenden Formen aufgebaut werden. Altersweisende planktonische Arten sind dagegen selten: lediglich manchmal auftretende zweikielige Globotruncanen belegen ein Oberkreidealter. Von den obengenannten Bearbeitern wurde der Ablagerungszeitraum der Seisenburger Schichten meist nur aufgrund ihrer Stellung im Profil mit etwa Turon bis Coniac angenommen. STURM (1968: 67) gibt die stratigraphische Reichweite der Seisenburger Schichten im Gebiet unmittelbar westlich des Attersees mit Mittelturon bis Untersanton an. Zwei von WEIDICH (in EGGER, 1987: 142 und 1989 a: 377) bestimmte Proben enthielten relativ reiche planktonische Faunen des Santon bzw. des Coniac bis Untersanton.

Im Gegensatz zu den spärlich vorkommenden altersweisenden Foraminiferen konnte vom Verfasser stratigraphisch wertvolles kalkiges Nannoplankton in zahlreichen Proben aus den Seisenburger Schichten nachgewiesen werden. Da die Pelagite karbonatfrei sind (s. o.) und daher nannosteril, mußte die Probennahme aus den Turbiditen erfolgen, d. h. es konnte nur resedimentiertes Material untersucht werden. Die bisherigen Erfahrungen in der Rhenodanubischen Flyschzone zeigten jedoch, daß karbonatreiche Turbidite - wie sie in den Seisenburger Schichten vorkommen - anscheinend überwiegend synchron allochthone Floren enthalten: das Ausgangsmaterial stammt vermutlich aus Hang- und Schelfgebieten und wurde schon kurze Zeit nach der Erstablagerung resedimentiert, so daß der Zeitunterschied zwischen Sedimentation und Resedimentation für die stratigraphische Einstufung vernachlässigbar gering erscheint. Dennoch muß damit gerechnet werden, daß die Trübeströme auf ihrem Weg ältere Ablagerungen erodieren konnten bzw. durch die Erosion im Hinterland ältere Partikel bereits an der Erstsedimentation beteiligt waren. So enthalten z. B. mehrere der untersuchten Proben immer auch geringe Anteile von umgelagerter Unterkreide. Generell empfiehlt es sich daher, die Einstufung von Flyschgesteinen nur aufgrund des Erstauftretens der Leitformen zu treffen, da sonst durch die Resedimentation u. U. höhere Alter vorgetäuscht werden könnten.

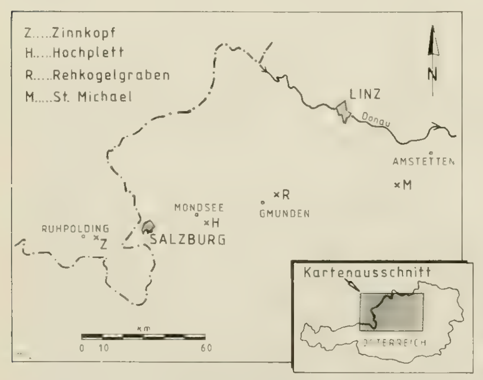


Abb. 1: Übersichtskarte zur topographischen Lage der untersuchten Aufschlüsse (Koordinatenangaben s. Text).

2.1 DAS PROFIL AM HOCHPLETT

Besondere Bedeutung für die stratigraphische Einstufung der Seisenburger Schichten hatte das Profil an der Nordseite des Hochplett bei Mondsee (Koordinaten auf ÖK 1:50 000, Blatt 65, Mondsee: 455750/298750; s. a. Abb.1), weil dort die Seisenburger Schichten von ihrer Basis bis zu ihrem Top durchgehend aufgeschlossen sind, wodurch eine kontinuierliche Beprobung möglich war. Das Gesamtprofil vom Hochplett ist in der Arbeit von EGGER (1992, Abb. 2) abgebildet, dort ist allerdings die Oberkante der Seisenburger Schichten noch etwas zu tief dargestellt.

In diesem Profil lagern den mächtigen grobkörnigen Sandsteinen der Reiselsberger Schichten mit scharfem Kontakt ziegelrote Tonsteine auf. Diese erreichen eine Mächtigkeit von etwa 5 m. Darin treten keine Hartbänke auf, lediglich einige dünne Lagen mit erhöhtem Siltgehalt konnten beobachtet werden. Die roten Tonsteine und siltigen Tonsteine belegen einen vermutlich langandauernden und abrupt einsetzenden Ausfall der Turbiditsedimentation. Aufgrund des fehlenden Karbonatgehaltes tritt in diesem Profilabschnitt kein kalkiges Plankton auf. Auch die in dankenswerter Weise von M. BUBIK (Brno) bestimmten Sandschalerfaunen (*Psammotodendron* cf. *dichthomicum* NEAGU, *Thalmannammina gerochi* HANZLIKOVA, *Plectina* cf. *lensis* (GRZYBOWSKI) ließen keine genauere Alterseinstufung als Oberkreide bis Paleozän zu.

Erst über der roten Tonsteinabfolge setzt die typische (s. o.) Entwicklung der Seisenburger Schichten mit einer Mächtigkeit

Nannoplankton	HOCHPLETT						ZINNKOPF				
Probennummer	20	19	18	17	6	3	4	5	6	7	8
Erhaltung	P	M	M	P	P	P	P	P	P	M	M
Lucianorhabdus cayeuxii DEFLANDRE	▲	▲	▲	▲	●	▲		•	•	•	•
Lucianorhabdus maleformis REINHARDT	•	●	●	•	●	•				•	
Calculites obscurus (DEFLANDRE)	●	▲	▲	▲	●	●					
Calculites ovalis (STRADNER)	•	•			•						
Eprolithus floralis (STRADNER)	•		•			•	•				
Lithastrinus grillii STRADNER	•	•	•				•			•	
Micula decussata VEKSHINA	●	●	▲	●	▲	▲	▲	●	●	▲	▲
Quadrum gartneri PRINS - PERCH-NIELSEN	•						•		•		•
Quadrum gothicum (DEFLANDRE)	•		•		•			•	•		
Arkhangelskiella specillata VEKSHINA	•	•	•			•					•
Aspidolithus parcus parcus (STRADNER)		●	●	●	•	•	●	●	•	●	●
Aspidolithus parcus constrictus (HATTNER et. al.)	•				•						
Gartnerago obliquum (STRADNER)			•	•		•	•	•	•		
Eiffellithus eximus (STOVER)	●	●	●	●	•	●	•	●	●	●	●
Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE)	•	•		•			•		•		•
Stradneria crenulata (BRAMLETTE - MARTINI)	•	●	•	•	•	•	●	•	●	●	●
Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY)	•	•	•	•		•			•	•	●
Chiastozygus platyrhethum HILL	•	•	•	●	●	●			•		•
Prediscosphaera cretacea (ARKHANGELSKY)	●	●	●	●	•	●	●	●	●	●	●
Micrantholithus hoschulzii (REINHARDT)	•	•									
Braarudosphaera bigelowii (GRAN - BRAARUD)							•	•			
Reinhardtites anthophorus (DEFLANDRE)	●	●	●	●	●	•	•		●	●	•
Glaukolithus diplogrammus (DEFLANDRE)		●	•		•	•			•		
Zeugrhabdotus embergeri (NOËL)					•	•					
Corollithion signum STRADNER	•			•							•
Vagalapilla matalosa (STOVER)		•		•				•	•		
Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE	•	•			•	•		•	•		•
Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE			•			●	●		●	•	●
Watznaueria barnesae (BLACK)	▬	▬	▬	▬	█	▬	█	█	█	█	▬
Ellipsagelosphaera fossacincta BLACK		•	•	•	•		●	•	●	●	•
Manivitella pemmatoidea THIERSTEIN										•	
Nannoconus steinmannii KAMPTNER	•	•	•			•			•	•	
Biscutum constans (GORKA)		•	•	•		•	•		•	•	•
Marthasterites furcatus (DEFLANDRE)	•	•					•				

Symbol	
•	<2 %
●	2 - 10 %
▲	10.1 - 30 %
▬	30.1 - 50 %
█	50.1 - 65 %

Erhaltung
M ... mäßig
P ... schlecht

Tab. 1: Quantitative Verteilung der Nannoplanktonarten der Seisenburger Schichten in den Proben vom Hochplett und vom Zinnkopf (Erhaltungszustände klassifiziert nach STEINMETZ 1979)

von rund 20 m ein. Daraus konnten reiche Nannoplanktonfloren gewonnen werden, die bereits 5 m über der Basis der Formation mit *Calculites obscurus* (DEFLANDRE) den Grenzbereich Santon-Campan belegen (Probe 20 - s. Tab. 1 und Taf. 1). Die Grenzziehung zwischen Santon und Campan mittels kalkigem Nannoplankton ist noch umstritten: SISSINGH (1977: 55) definiert in seiner Standardgliederung diese Grenze mit dem Erstauftreten von *Calculites obscurus*. Der genannte Autor betrachtet daher die *Calculites obscurus*-Zone (= CC 17) als die älteste Nannoplankton-Zone des Campan, während diese Zone nach PERCH-Nielsen (1985: 346) auch noch das jüngste Santon mitbeinhaltet. Für die Gosauschichtgruppe gibt WAGREICH (1988: 285) den Ersteinsatz von *Calculites obscurus* aufgrund der Korrelation mit Foraminiferen- und Ammoniten-Zonen ebenfalls mit spätem Santon an.

Probe 19 wurde 2 m über Probe 20 genommen: Darin tritt bereits mehrmals *Aspidolithus parcus parcus* (STRADNER) auf, womit nach der Gliederung von SISSINGH bis zum Aussterben von *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE), welcher ebenfalls in Probe 19 noch vorkommt, die Nannoplankton-Zone CC 18 belegt ist. Diese Zone ist auch nach PERCH-NIELSEN (1985: 346) bereits ins frühe Campan einzuordnen.

Probe 18 wurde 5 m über Probe 19 genommen. In dieser und in allen hangend folgenden Proben konnte kein *Marthasterites furcatus* mehr nachgewiesen werden. Da diese Art aber auch weiter im Liegenden nur selten auftritt, scheint es fraglich, ob hier tatsächlich schon die Zone CC19 vorliegt, zumal *Aspidolithus parcus constrictus* (HATTNER, WIND & WISE), welcher die Subzone CC18b belegt, erstmals in Probe 6 nachgewiesen werden konnte. Diese Probe wurde 14 m über Probe 18 und 1 m unter der höchsten roten Tonsteinlage genommen. *Bukryaster hayi* (BUKRY) konnte in keiner der untersuchten Proben nachgewiesen werden.

Als erstes Ergebnis kann somit festgehalten werden, daß die

Oberkante der Seisenburger Schichten am Hochplett wesentlich jünger ist als die bisher publizierten Altersdaten dieser Formationsgrenze (s. o.). Sie liegt im untersuchten Profil in der Subzone CC18b und damit im frühem Campan. Es stellt sich daher als nächstes die Frage, ob am Hochplett nur eine lokale Entwicklung vorliegt oder ob auch an anderen Lokalitäten ähnlich junge Alterseinstufungen nachweisbar sind. Es werden daher drei weitere, räumlich verhältnismäßig weit voneinander entfernte Aufschlüsse (s. Abb. 1) der Seisenburger Schichten vorgestellt:

2.2 ZINNKOPF (SÜDOSTBAYERN)

Nach Freimoser (1972: 39) sind in der südostbayerischen Flyschzone die Seisenburger Schichten (= Obere Bunte Mergel) vor allem am Nordschenkel der Zinnkopf-Mulde gut aufgeschlossen (Koordinaten auf Blatt L8342, Bad Reichenhall: 4551100/5294000). Sie erreichen dort eine Mächtigkeit von etwa 20 m. Der oben genannte Autor gibt für sein Arbeitsgebiet das Alter dieser Formation mit Turon bis Santon an, wobei in diese Zeitspanne aber auch noch die Piesenkopf-Schichten zu stellen sind, die in Bayern nicht von den Seisenburger Schichten kartierungsmäßig abgetrennt werden.

Wie die Geländebegehung zeigte, sind die Seisenburger Schichten am Zinnkopf lithofaziell gleich entwickelt wie am Hochplett: an der Basis der Formation herrschen ziegelrote Pelitgesteine vor, in denen keine markanten Hartbänke zu beobachten waren. Darüber folgt wieder eine Wechsellagerung im Dezimeterbereich von Hartbänkchen mit weicheren, grünen, grauen und rotbraunen Pelitgesteinen. Leider waren aber die Liegend- und Hangendgrenze der Formation nicht aufgeschlossen.

Aus allen untersuchten Proben ist mit *Aspidolithus parcus parcus* bereits campanes Alter (Zone CC18a) belegt (s. Tab. 1). Die Seisenburger Schichten weisen somit am Hochplett und am Zinnkopf gleiche Alter auf. Bemerkenswert ist allerdings die unterschiedliche Zusammensetzung der Florenspektren (s. Tab. 1 und Abb. 2): Holococcolithen (Calculites und Lucianorhabdus), die am Hochplett mit rund 25% am Aufbau der Florenassoziationen beteiligt sind, treten am Zinnkopf mit einer Häufigkeit von rund 1% in ihrer Bedeutung völlig zurück (es wurden jeweils 100 Gesichtsfelder einer Probe bei 1000facher Vergrößerung und gekreuzten Polfiltern ausgezählt).

Allgemein sind Holococcolithen häufig in epikontinentalen Ablagerungen anzutreffen, während sie in offenmarinen Sedimenten fehlen (Thierstein, 1976: 334; Wise, 1983: 494; Perch-Nielsen, 1985: 361). Diese Beobachtungen sprechen am Hochplett für eine Herkunft des resedimentierten Materials aus dem Schelfbereich, am Zinnkopf hingegen für eine Anlieferung aus einem Abhang- oder Tiefschwellengebiet. Damit liegen klare Hinweise für unterschiedliche Liefergebiete der Turbidite der Seisenburger Schichten in den beiden betrachteten Gebieten vor. Die von Hattner et. al. (1980: 20) geäußerte Vermutung, daß im frühen Campan das gehäufte Auftreten der Gattungen *Aspidolithus*, *Arkhangelskiella* und *Gartnerago* für epikontinentale Ablagerungsverhältnisse spricht, konnte mit den jetzt untersuchten Florenvergesellschaftungen nicht bestätigt werden: die prozentuelle Verteilung dieser Gattungen ist

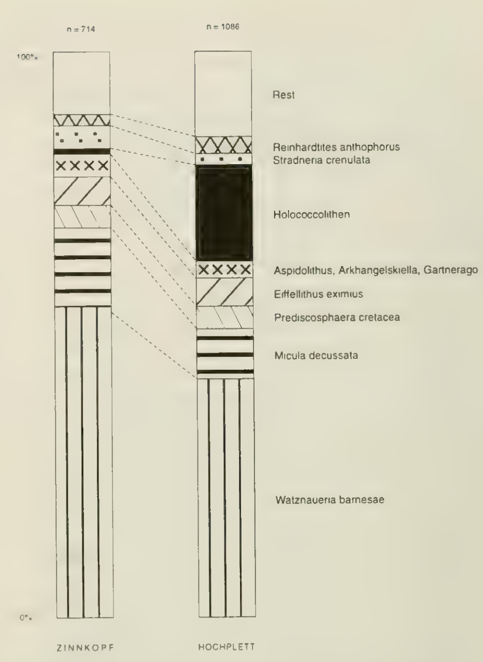


Abb. 2: Durchschnittliche (je 5 Proben) quantitative Verteilung der wichtigsten Nannoplanktonarten in den Seisenburger Schichten vom Zinnkopf und vom Hochplett.

am Zinnkopf und am Hochplett annähernd gleich groß (s. Abb. 2).

2.3 REHKOGELGRABEN (OBERÖSTERREICH)

Der beprobte Aufschluß befindet sich an der Basis einer aufrecht gelagerten Schuppe (Hacklbergschuppe nach Egger, 1990: 427) im südlichen Rahmen des ultrahelvetischen Schürflingfensters im Rehkogelgraben (Koordinaten auf ÖK 1:50.000, Blatt 67, Grünau: 493925/310425). Bereits Prey (1951: 42) berichtet von hier über bunte Schiefer im Liegenden der Zementmergelserie. Die Basis der Seisenburger Schichten ist hier nicht aufgeschlossen, dafür aber sehr gut der Übergang in die Zementmergelbasisschichten (= Piesenkopf-Schichten). Im Gegensatz zu den Aufschlüssen am Zinnkopf und am Hochplett fehlen im Rehkogelgraben zwischen den oft nur zentimeterdicken Hartbänkchen häufig weichere Tonmergel- und Mergellagen. Es war daher schwierig brauchbares Probenmaterial zu bekommen.

Die Floren der untersuchten Proben waren durchwegs schlecht erhalten - möglicherweise auch eine Folge der tektonischen Beanspruchung an der Schuppenbasis - und weisen eine geringe Individuenanzahl auf. Auf eine Auszählung der Präparate wurde daher verzichtet. Neben den vorherrschenden Arten *Watznaueria barnesae* und *Micula decussata* sind in diesen Präparaten Holococcolithen wieder reichlich vorhanden. Immer konnten *Calculites obscurus* und *Lucianorhabdus cayeuxii* beobachtet werden. Dazu kommt als weitere wichtige Leit-

Nannoplankton aus den Seisenburger Schichten vom Hochplett



Arkhangelskiella specillata





Aspidolithus parcus parcus



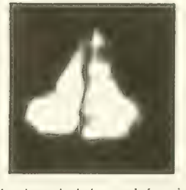
A. parcus constrictus

Calculites ovalis





Calculites obscurus



Lucianorhabdus maleformis



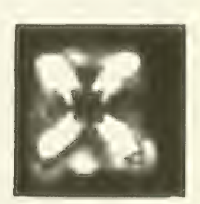
L. maleformis



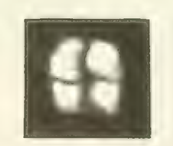
Lucianorhabdus cayeuxii



Reinhardtites anthophorus



Micula decussata



Quadrum gartneri





Marthasterites furcatus



Braarudosphaera bigelowii



Eiffelithus eximius

form *Aspidolithus parcus parcus*, welche auch noch 3 m über der letzten roten Lage gemeinsam mit *Marthasterites furcatus* vorkommt. *Aspidolithus parcus constrictus* konnte hier noch nicht beobachtet werden. Die Oberkante der Seisenburger Schichten scheint hier in der Zone CC18a zu liegen und somit etwas älter als im Profil am Hochplett zu sein.

2.4 ST. MICHAEL AM BRUCKBACH (NIEDERÖSTERREICH)

Von dieser Lokalität (Koordinaten auf ÖK 1:50.000, Blatt 52, St. Peter in der Au: 545250/319950) beschreibt EGGER (1989 b: 63 f.) ein Fenster von ultrahelvetischer Buntmergelserie innerhalb des Rhenodanubischen Flysches. Bei der Neubegehung dieses Rutschgeländes konnten jetzt in diesem Gebiet etwas bessere Aufschlüsse gefunden werden, die zeigten, daß die Zuordnung zum Ultrahelvetikum eine Fehldiagnose war: vielmehr stehen hier bunte Flyschschiefer an, die aufgrund ihres Fossilinhaltes und ihrer Lage im Liegenden der Zementmergelserie zu den Seisenburger Schichten zu rechnen sind. Die ursprüngliche Zuordnung zum Ultrahelvetikum kam dadurch zustande, daß auch hier - wie am Hochplett und am Zinnkopf - mehrere Meter mächtige rote Tonsteine vorkommen, die faziell der Scheibbser Fazies der Buntmergelserie (s. SCHNABEL, 1983: 302) überaus ähnlich sind. Diese Ähnlichkeit kann als weiterer Hinweis für die Richtigkeit der Ansicht gewertet werden, daß die bunten Flyschschiefer im Verzahnungsbereich der ultrahelvetischen Hangfazies mit der rhenodanubischen Beckenfazies abgelagert worden sind (EGGER, 1992: 55 ff.).

Zusammenhängende Aufschlüsse konnten in diesem Gebiet nicht gefunden werden; die untersuchten Proben stammen aus kleinen Bachanrissen. Die Nannoplanktonpräparate enthielten wieder reichlich Holococcolithen. In einer dieser Proben wurden noch keine Leitformen aus dem Campan, wie etwa *Calculites obscurus* oder *Aspidolithus parcus*, beobachtet. Durch das häufige Vorkommen von *Lucianorhabdus cayeuxii* ist daraus aber zumindest das späte Santon (CC16) belegt. In einer weiteren Probe tritt *Aspidolithus parcus parcus* gemeinsam mit *Marthasterites furcatus* auf, so daß auch von hier wieder die Subzone CC18a nachgewiesen werden konnte.

3. ZUSAMMENFASSUNG

Wie aus den oben vorgestellten Daten ersichtlich ist, reichen die Seisenburger Schichten östlich des Inns stratigraphisch bis ins frühe Campan hinauf. Die im Hangenden folgende Zementmergelserie setzt daher erst - wie auch die faziell ähnlichen Kahlenberger Schichten im Wienerwald Flysch (s. MÜLLER, 1987: 24) - im Campan ein.

Unklar ist nach wie vor das Alter der Unterkante der Seisenburger Schichten, da aus den Tonsteinen an der Basis dieser Formation bislang keine altersweisenden Fossilien gewonnen werden konnten. Auch die liegenden Reiselsberger Schichten, die eine „proximale" Fazies aufweisen und daher vermutlich sehr rasch geschüttet wurden, sind überaus fossilarm. Lediglich eine Probe vom Hochplett, aus dem Mittelabschnitt dieser Formation, lieferte stratigraphisch wertvolles Nannoplankton, das eine Einstufung ins höhere Cenoman (*Microrhabdulus decoratus*-Zone; CC10) erlaubte. PREY (1980: 285 f.) gibt aufgrund einiger Foraminiferenfunde das Alter der Reiselsberger Schichten mit höherem Cenoman bis frühem Turon an. Demnach sollten die im Hangenden folgenden Seisenburger Schichten bereits im späten Turon oder im frühen Coniac einsetzen. Als Ablagerungszeit der basalen 5 m mächtigen Tonsteine ist daher zumindest das Coniac und das Santon anzunehmen, also ein Zeitraum von rund 5 Millionen Jahren. Bezogen auf das jetzt vorliegende kompaktierte Sedimentgestein liegt die Sedimentationsrate für die basalen roten Tonsteine daher bei 1mm/1000y. Nach dieser extremen Mangelsedimentation begann allmählich wieder die Turbiditsedimentation und es entwickelte sich vom oberen Abschnitt der Seisenburger Schichten im frühem Campan bis zum Ende der Sedimentation der dickbankigen Hällritzer Serie im späten Campan ein Großzyklus mit zunehmend dickeren Bänken und gröberen Korngrößen gegen das Hangende zu.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

BRAUNSTINGL, R. (1989): Flyschanteil auf Blatt 65 Mondsee. - Geol. Karte Republik Österr.; Wien (Geol. Bundesanst).

EGGER, H. (1987): Zur Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., **130** (2): 139-151, 5 Abb.; Wien.

EGGER, H. (1989 a): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. - Jb. Geol. B.-A., **132** (2): 375-395, 6 Abb.; Wien.

EGGER, H. (1989 b): Über einige geologische Beobachtungen in der Flyschzone südlich von St. Peter in der Au (Niederösterreich). - Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **126**: 59-66, 1 Abb., 1 Tab.; Wien.

EGGER, H. (1990): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone, den Klippenzonen und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. - Jb. Geol. B.-A., **133** (3): 427-428; Wien.

EGGER, H. (1992): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom - Eozän) der Ostalpen. - Z. dt. geol. Ges., **143**: 51-65, 7 Abb.; Hannover.

FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. - Geol. Bavar., **66**: 7-91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil.; München.

HATTNER, J. G., WIND, F. H. & WISE, S. W. (1980): The Santon - Campanian boundary: comparisons of nearshore - offshore calcareous nannofossil assemblages. - Cahiers Micropaleont., **1980** (3): 9-31, 5 Abb., 5 Taf.; Paris.

JANOSCHEK, W. (1964): Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. - Jb. Geol. B.-A., **107**: 161-214, 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Wien.

MAURER, H. (1972): Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. - Mitt. geol. Ges. Wien, **64** (1971): 137-172, 4 Taf.; Wien.

MÜLLER, A. M. (1987): Zur Lithofazies und Stratigraphie der Kahlenberger Schichten der Flyschzone des Wienerwaldes. - Unpubl. Diss. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 195 S., 118 Abb., 38 Tab., 5 Taf.; Wien.

MUTTI, E., PAREA, G. C., RICCI LUCCI, F., SAGRI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G. & IACCARINO, S. (1975): Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Apennines. - IX. Internat. Congr. Sediment. Field trip **A11**: 21-36, 3 Abb.; Nizza.

PERCH-NIELSEN, K. (1979): Calcareous Nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. - IUGS Ser. A, **6**: 223-272, 24 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannoplankton. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Hrsg.), Plankton stratigraphy, 329-426, 92 Abb.; Cambridge (Cambridge University Press).

PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R. (1986): Deepwater facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. - Earth Sci. Rev., **23**: 75-174, 52 Abb.; Amsterdam.

PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). - Jb. Geol. B.-A., **94**: 93-165, 1 Tab., 2 Taf.; Wien.

PREY, S. (1951): Helvetikum und Flysch. - Verh. Geol. Bundesanst., **Sh. A**: 38-48, 2 Tab., 1 Taf.; Wien.

PREY, S. (1957): Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). - Jb. Geol. B.-A., **100** (2): 299-358, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wien.

PREY, S. (1980): Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1:50.000.-Flyschzone, Walserbergserie, Gosau im Nordrand der Kalkalpen und Quartär. - Verh. Geol. B.-A., **1980** (3), 281-325, 2 Abb.; Wien.

RAD, U. VON (1972): Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches. - Geol. Bavar., **66**: 92-147, 14 Abb., 8 Taf., 1 Tab., 3 Beil.; München.

RICHTER, M. & MULLER-DEILE, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). - Z. dt. geol. Ges., **92** (1940): 416- 430, Taf. 16; Berlin.

SCHNABEL, W. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen in der Grestener Klippenzone. - Jb. Geol. B.-A., **126**: 301-302; Wien.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton. - Geol. Mijnbouw, **56**: 37-65, 16 Abb., 1 Taf.; Dordrecht (Kluwer).

STEINMETZ, J. C. (1979): Calcareous nannofossils from the North Atlantic ocean, Leg 49, deep sea drilling project. - Init. rep. DSDP, **49**: 519-531, 2 Abb., 8 Tab.; Washington.

STURM, M. (1968): Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf (Attersee). - Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 302 S., 9 Abb., 11 Taf., 8 Beil.; Wien.

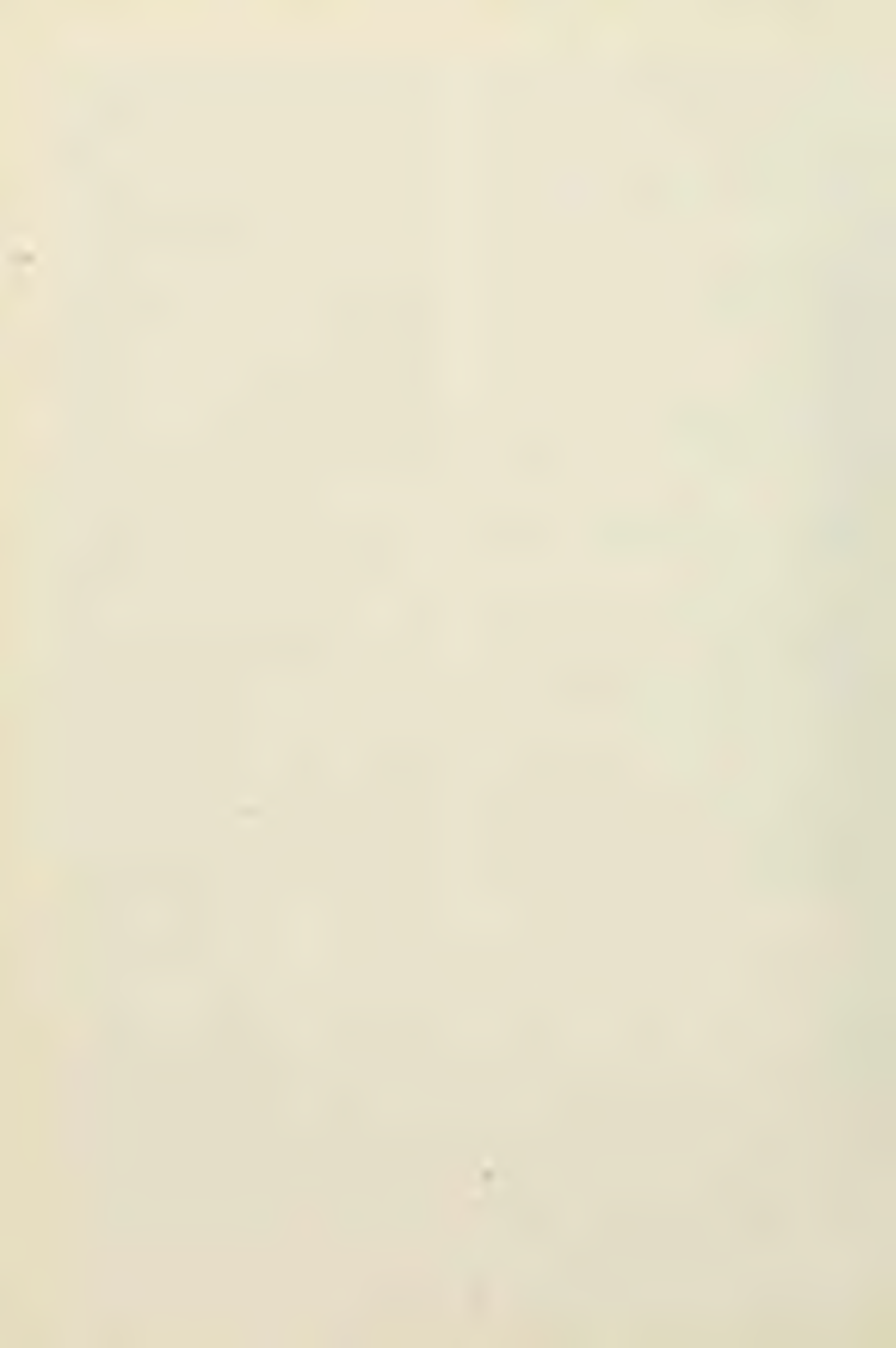
THIERSTEIN, H. R. (1976): Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. - Marine Micropaleont., **1**: 325-362, 8 Abb.; Amsterdam.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 710 S., 286 Abb., 27 Tab.; Wien (Deuticke).

WAGREICH, M. (1988): Nannoplankton- und Foraminiferen-Feinstratigraphie des Santon - Untercampans der Gosauschichtgruppe von Gosau-Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**: 279-294, 3 Abb.; Wien.

WISE, S. W. (1983): Mesozoic and cenozoic calcareous nannofossils recovered by deep sea drilling project Leg 71 in the Falkland plateau region, southwest Atlantic ocean. - Initial rep. DSDP, **71**: 481-550, 5 Abb., 35 Taf.; Washington.

Die vorliegende Arbeit wurde mit Mitteln aus dem Projekt FFWF P-8310-Geo unterstützt.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	67–77	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Nannofossil biostratigraphy of the Late Cretaceous Nierental Formation, Northern Calcareous Alps (Bavaria, Austria)

By

MICHAEL WAGREICH & HANS-GEORG KRENMAYR*)

With 6 Text-figures and 1 Plate

KURZFASSUNG

Die biostratigraphische Gliederung des Campan-Maastrichts der Nierentaler Schichten (Gosau-Gruppe, Nördliche Kalkalpen) wurde mit Hilfe von Nannofossilien an den Lokalitäten Lattengebirge bei Bad Reichenhall, Gosau (Oberösterreich) und Gams (Steiermark) untersucht. Trotz Wiederaufarbeitungen älterer Nannofloren in turbiditischen Mergeln, konnte die Nannofossil-Standardzonierung der tethyalen Oberkreide angewendet werden. Die Basis des Maastrichts im Sinne der tethyalen Planktonforaminiferengliederung, definiert mit dem Aussterben von *Globotruncanita calcarata*, liegt sowohl im Profil von Gams als auch in Gosau innerhalb der Nannofossilzone CC22ab, unterhalb des letzten Auftretens der Nannofossilien *Eiffellithus eximius* und *Reinhardtites anthophorus*.

ABSTRACT

The nannofossil biostratigraphy of the Campanian-Maastrichtian of the Nierental Fm. (Gosau Group, Northern Calcareous Alps) is investigated within the localities Lattengebirge/Bavaria, Gosau/Upper Austria, and Gams/Styria. Although reworking of older sediments is partly observed, especially within turbiditic marlstones, standard nannofossil zonations for the Late Cretaceous of the low-latitude Tethyan realm can be applied. The base of the Maastrichtian, drawn at the level of the last occurrence of the planktonic foraminifera *Globotruncanita calcarata*, corresponds to a horizon within the nannofossil zone CC22ab, below the last occurrence of *Eiffellithus eximius* and *Reinhardtites anthophorus*, both in the Gosau and the Gams sections.

1. INTRODUCTION

The term „Nierentaler Schichten“ has been commonly used as a lithostratigraphic term for varicoloured, deep-water marly limestones and marls of the Late Cretaceous and Early Tertiary Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (NCA) (e. g. HAGN 1955, 1957; HERM 1962a, b; OBERHAUSER 1963; FAUPL et al. 1987). The biostratigraphy of this upper part of the Gosau basins fillings of the NCA has been investigated in detail with planktonic and, to a lesser degree, benthonic foraminifera (e. g. WICHER 1956; GANSS & KNIPSCHEER 1954, 1956; HAGN 1955, 1957, 1981; KÜPPER 1956; HERM 1962a, b; OBERHAUSER 1963; KOLLMANN 1964; WILLE-JANOSCHEK 1966; BUTT 1981). The results of these microfossil studies indicated a considerable diachronism of the base and the top of the plankton-rich marls and marly limestones referred to as „Nierentaler Schichten“

*) Univ. Ass. Dr. MICHAEL WAGREICH, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien; Dr. HANS-GEORG KRENMAYR, Geologische Bundesanstalt, Rasumovskygasse 23, A-1031 Wien.

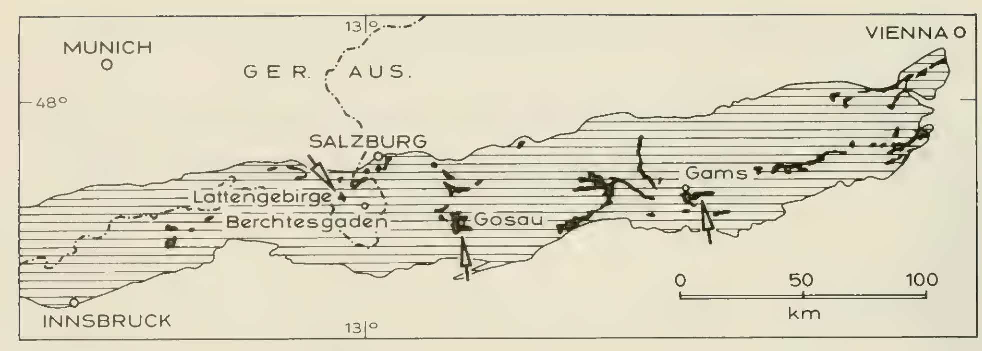


Fig. 1: Sketch map of the Northern Calcareous Alps of Austria and Bavaria together with the 3 localities mentioned in the text.

between major localities. This diachronism resulted in the usage of the broader term „Nierental facies" for red and grey marls and marly limestones of the Upper Gosau Complex according to HERM (1962a) and OBERHAUSER (1963).

A recent detailed sedimentological analysis by KRENMAYR (in prep.) based on earlier facies analysis work by BUTT (1981) and paleogeographical reconstructions by FAUPL et al. (1987) helped towards a better definition and understanding of the lithofacies of the „Nierental Formation" as a formal lithostratigraphic subunit of the Gosau Group of the NCA. In accordance with most of the previous authors (e. g. HERM 1962b) we suggest to use the lithostratigraphic term Nierental Fm. only for sediments of the Late Cretaceous and Early Tertiary filling of the Gosau basins of the NCA. The lithofacial characteristics, such as the significance of red coloured pelites and distinctive pelitic intervals interpreted as hemipelagites between turbiditic sandstones and marls, are described in detail in KRENMAYR (in prep.) and KRENMAYR et al. (in prep.). In general, the facies of the Nierental Fm. is interpreted as a series of marl-rich turbidites of various thicknesses, interstratified with hemipelagites of high carbonate contents, deposited in a slope environment. Depositional depths of the upper to lower bathyal are interpreted from the foraminiferal assemblages of the hemipelagites (e. g. BUTT & HERM 1978; BUTT 1981).

This paper deals with the biostratigraphy of the Nierental Formation based on calcareous nannofossils, which are correlated with the existing zonations of planktonic foraminifera. Nannofossil investigations were performed on smear slides and slightly concentrated samples under the light microscope. Three major localities of the Gosau Group of the NCA were investigated (fig. 1): the Lattengebirge area; the type area of the Gosau Group, the Gosau Valley; and the Gams area north of Hieflau/Styria.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the financial support of the Austrian Science Foundation, Project P7462 under the guidance of Prof. P. FAUPL (University of Vienna), and a grant from the Austrian Academy of Science to M. WAGREICH as a contribution to IGCP Project 262 (Tethyan Cretaceous Correlations). We thank M. JARNIK for improving the English.

2. SAMPLING STRATEGY IN TURBIDITE-HEMIPELAGITE COUPLETS

Deep-water turbidites interbedded with calcareous hemipelagites are a common feature of the Nierental Fm. of the NCA (BUTT 1981). The sediment-gravity flow deposits of the Nierental Fm. have a great facies variability, ranging from coarse grained debris flow/grain flow deposits and classical turbidites with complete or incomplete Bouma sequences to silt-mud-turbidites. The thicknesses of the pelitic Bouma-Te-divisions also show a great variability from marlstones only a few centimeters thin in the Lattengebirge section (BUTT 1981) or parts of the Gams-Kohlhuber section, to abnormal thick pelitic intervals of a few meters above relatively thin turbidites, e. g. in the lower part of the Rote Wand section in the Gosau Valley area (KRENMAYR, in prep.). The carbonate content of these turbiditic pelites, generally ranging between 22 and 65%, decreases slightly from the base to the top, which is a mirror of the grain size grading and increasing clay content of the turbidite Te-division.

The hemipelagic intervals of the investigated sections have higher carbonate contents (55 to 85%) than the Te-intervals, resulting in a significant higher resistivity against weathering of the hemipelagic marly limestones. Hemipelagic intervals have thicknesses of 2 cm to more than 50 cm in the Lattengebirge

section, 2 to more than 60 cm in the Gosau sections and 5 to 30 cm in the Gams sections. Light grey, brownish and red colours are typical for the hemipelagites.

Nannofossil sampling of sections with turbidites interbedded with carbonate-rich hemipelagites is faced with a twofold dilemma. On the one hand sampling of turbiditic marls should be avoided because of the great probability of erosion and mixing with reworked, older nannofossil assemblages. On the other hand the carbonate content of the turbiditic marls is more suitable for the preservation of the nannofossils than the hemipelagic layers - carbonate contents of about 40 to 50% supply the best preservation conditions in the studied samples, limiting both dissolution and diagenetic overgrowths of nannofossils.

The effect of reworking in nannofossil samples of turbiditic marl layers can be classified broadly according to the scale and age of eroded sediments: (1) Erosion of significant older (> 1-2 nannofossil zones), mainly lithified strata in the hinterland of the turbidite basin, resulting in a mixing of nannofossils of different ages, and (2) subaquaeous erosion and incorporation of shelf or slope pelites by individual turbidite flows, leading to the mixing of slightly older (< 1-2 zone) nannofossils with an autochthonous assemblage.

Within the studied sections of the Late Cretaceous, type 1 reworking is clearly a secondary phenomena, although extensive reworking of Late Cretaceous sediments is known from overlying Paleocene turbidites of the Gams basin (e. g. Kollmann 1964; Lahodynsky 1988). Typical nannofossils of the lower part of the Gosau sequences (Coniacian-Santonian) are missing almost completely in assemblages of turbiditic marls of the Nierental Fm. of the three investigated sections, although erosion of these sediments has been proven by the occurrence of some blocks of older sediments within debris flows and slump masses in the lower part of the Nierental Fm. in the Gams basin (e. g. Kristan-Tollmann & Tollmann 1976). The scarcity of significant erosion of older sediments during the Campanian-Maastrichtian compared with Paleocene sediments is probably not only a consequence of the local paleogeographic situation of flooding and subsidence of the NCA (Faupl et al. 1987; Wagreich 1991), but may also be related to a global sea level highstand during this time (e. g. Haq et al. 1987), resulting in worldwide general decrease of the erosional gradient and trapping of the eroded sediments on wide shelf areas.

Erosion of type 2 may be ubiquitous within turbiditic deep-water sections resulting in imprecise dating of zonal boundaries and nannofossil events, especially those which rely on the last occurrence of a marker species. Sometimes reworking of slightly older assemblages is indicated by a sudden decrease in abundances and the exclusive appearence of broken specimen (e. g. samples 44 and 45 of the Lattengebirge section, comp. fig. 2). Zonal boundaries which may be strongly influenced by reworking are especially concentrated in the Latest Campanian - Early Maastrichtian, where the last occurences of marker species like *Eiffellithus eximius*, *Reinhardtites anthophorus*, *Broinsonia (Aspidolithus) parca* group, *Quadrum* group, *Tranolithus orionatus*, and *Reinhardtites levis* define the lower boundaries of the nannofossil zones CC22c to CC25a in the standard zonation of Sissingh (1977) and Perch-Nielsen (1979, 1985).

Bearing in mind these effects of reworking within the turbiditic marls, hemipelagic intervals of the Nierental Fm. were preferentially sampled. Effects of reworking should be minimized in these layers although the action of bottom currents or dilute „tails" of turbidity currents during the deposition of these „hemipelagic" layers cannot be excluded (Butt 1981). However, the high carbonate contents of these hemipelagitic intervals result in stronger diagenetic overgrowths and recrystallizations. Therefore, samples of the hemipelagic intervals sometimes show a bad preservation potential with delicate forms strongly recrystallized to the extent that they cannot be identified safely any longer. On the other hand a double sampling test of turbidite-hemipelagite couplets within small intervals of the sections did not result in a significant higher biostratigraphic resolution. Despite the preservational effects reported above, the nannofossil assemblages of turbiditic marls and hemipelagic intervals were very similar.

Another problem for sampling work arises if the bioturbation of the hemipelagic layers and the uppermost part of the turbiditic marlstone packages is very strong. This can lead to nearly complete mixing of the different sediment types, especially in the case of thinly bedded turbidite-hemipelagite couplets. Differential nannofossil sampling of hemipelagic and turbiditic layers is nearly impossible under such circumstances, as happened for example in parts of the Gams area sections.

3. NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY

In general the preservation of the nannofossil assemblages is bad, although the diversities are rather high; nannofossil abundances were sometimes higher in hemipelagic layers because of relatively less admixture of silt and clay fragments compared with the turbiditic marls. The nannofossil zonations can be compared with the standard nannofossil zonation scheme for the Late Cretaceous of Sissingh (1977) and Perch-Nielsen (1979, 1985), with some modifications at the subzone level for the Santonian-Campanian boundary interval by Wagreich (1988, 1992) and for the Campanian-Maastrichtian boundary interval by Schönfeld & Burnett (1991) and Burnett et al. (1992). This low latitude nannofossil zonation of the Late Cretaceous is correlated with the standard plankton foraminiferal zonation of the Tethyan realm (e. g. Butt 1981; Marks 1984; Robaszynski et al. 1984; Caron 1985).

3.1 LATTENGEBIRGE SECTION

The Lattengebirge composite section (Herm 1962; Butt 1981; Hagn 1981; Risch 1988) includes the Dalsenalm section at the eastern bank of the Röthelbach, the Taucherholzstubenweg section, and the Wasserfallgraben section. Due to faulting

in the lower part of the Wasserfallgraben, a considerable part of the Late Campanian part of the section may be strongly reduced in thickness or even missing. The biostratigraphy of the Cretaceous part of the Lattengebirge was dealt with in detail by HERM (1962a, b, 1981), BUTT (1981), and RISCH (1988), based on planktonic foraminifera.

The section starts at the Dalsenalm locality with Santonian shelf marls, according to the foraminiferal faunas reported by BUTT (1981) and own investigations. The partly covered section of the Taucherholzstubenweg (*elevata* zone, BUTT 1981) and the Wasserfallgraben (*calcarata* to *mayaorensis* zone) make up the upper part of the composite section and show the typical lithology of the Nierental Fm. described above. In the uppermost part of the Wasserfallgraben a detailed Cretaceous-Tertiary boundary section with nannofossil and foraminiferal zonations was described by HERM et al. (1981).

Within the Lattengebirge composite section 31 samples were examined for their nannofossil content (fig. 2). Some samples were also checked for planktonic foraminifera, especially around the Santonian-Campanian and Campanian-Maastrichtian boundary.

The section of the Dalsenalm starts with grey shelf marls incorporating sandstone tempestites of the Lower Gosau Complex (FAUPL et al., 1987) lying slightly discordantly over sandy limestones of probably Early Santonian age. A Santonian age of the shelf sediments is proven by the presence of nannofossils indicative of the nannofossil zones CC16 and CC17a, together with the planktonic foraminifera *Dicarinella*

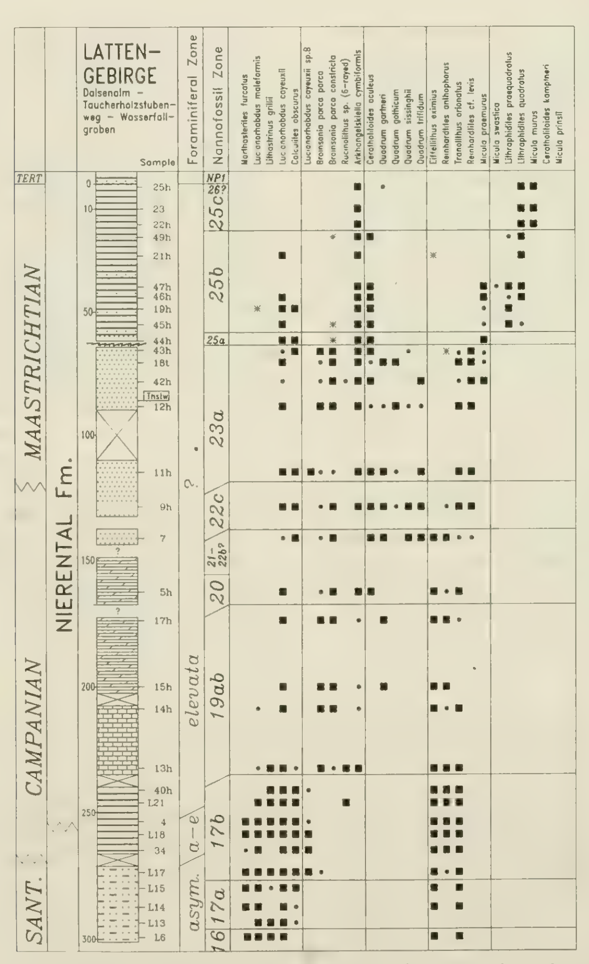


Fig. 2: Distribution of marker species in the Lattengebirge composite section. “Thstw” denotes bridge of Taucherholzstubenweg. Sample numbers and sample positions indicated on the right side of the lithologic column; Samples: h = hemipelagic pelite, t = turbiditic pelite; lithology and symbols see fig. 3.

asymetrica and *Sigalia decoratissima* (BUTT 1981). The lower boundary of the Campanian can be recognized with the help of the first occurrence (FO) of the planktonic foraminifera *Globotruncanita elevata*, still associated with *Dicarinella asymetrica*, in gray marls about 35 m above the indurated limestones. As in the section of Gosau (WAGREICH 1988, 1992) the FO of *G. elevata* is recognized within the nannofossil subzone CC17b, a few meters above the first occurrence of curved morphotypes of *Lucianorhabdus cayeuxii*. The following Campanian part of the section (Taucherholzstubenweg, base of Wasserfallgraben) is strongly covered and disturbed by faulting. No detailed investigations were made within that part, although zones CC19 to CC20 have been found. The top of the Campanian is taken at the level of the last occurrence (LO) of the planktonic foraminifera *Globotruncanita calcarata* (e. g. MARKS 1984; ROBASZYNSKY et al. 1984). This event falls within nannofossil zone CC22. Above this, a succession of nannofossil zones CC22c to CC23a was recognized up to 60 m below the top of the Maastrichtian. Here, the top of zone CC25a follows immediately above zone CC23a - zone CC24 is missing completely, probably due to normal faults running oblique to the sampled section. Above the faults the section continues up to the Cretaceous/Tertiary boundary as it was described by HERM et al. (1981). Due to the rather long sampling interval, the topmost nannofossil zones of the Maastrichtian (CC26a, b) were not found during our study.

3.2 GOSAU SECTIONS

Published nannofossil investigations in the Gosau area are concentrated on the Lower Gosau Complex up to the Early Campanian (WAGREICH 1988, 1992) and the Cretaceous-Tertiary boundary interval in the Elendgraben SW Russbach (PREISINGER et al. 1986; LAHODYNSKY 1988). KÜPPER (1956) and WILLE-JANOSCHECK (1966) indicated a Campanian to Maastrichtian age for the Nierental Fm. in the Gosau area by means of planktonic foraminifera. Two sections were chosen for nannofossil sampling: the Elendgraben section southwest of Rußbach (WILLE-JANOSCHEK 1966; LAHODYNSKY 1988) and the Rote Wand section 1.5 km E of the Zwieselalm (KÜPPER 1956). Detailed nannofossil sampling in the lower part of the Elendgraben section resulted in the recognition of several major faults. Therefore, only the upper part of the Elendgraben (starting 1140 m above sea level) below the K/T-boundary site could be used for biostratigraphic zonation and is reported here. The most complete section of the Campanian *elevata*

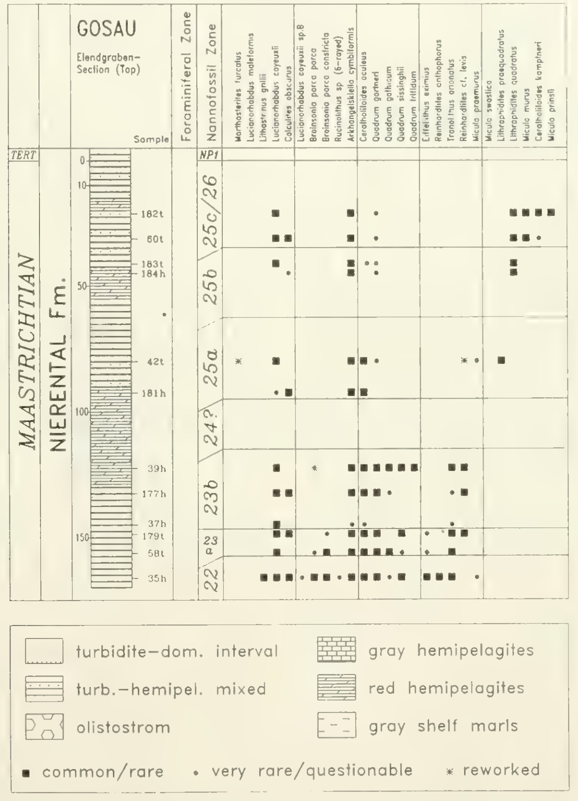


Fig. 3: Distribution of nannofossil marker species in the Nierental Fm. of the Elendgraben section of the Gosau Valley. Explanations see fig. 2.

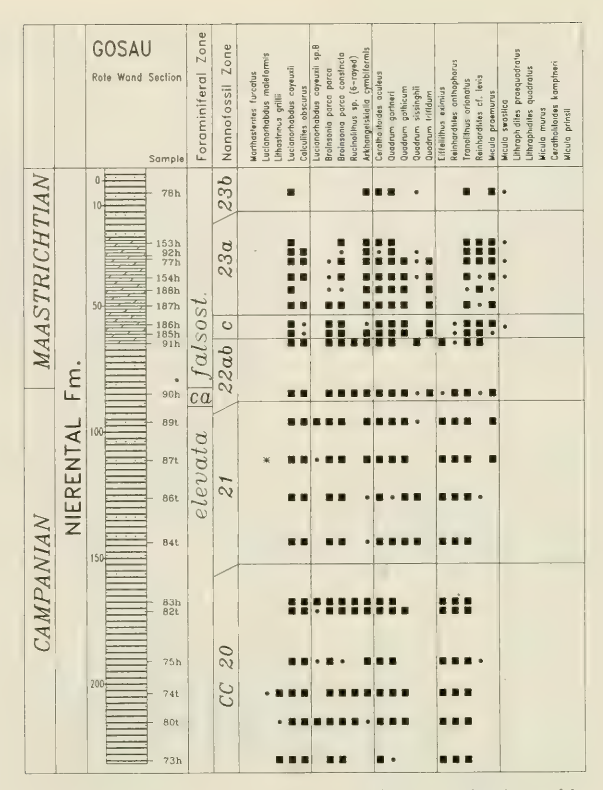


Fig. 4: Distribution of nannofossil marker species in the Rote Wand section W of the Gosau Valley. Explanations see fig. 2; lithology and symbols see fig. 3.

zone to the "middle" Maastrichtian is situated in the gorge of the Rote Wand, where Küpper (1956) has already found the Late Campanian *calcarata* zone. The section up to the K/T boundary in the Rote Wand gorge described by Lahodynsky (1988) was not sampled due to faulting.

The Elendgraben section (fig. 3) starts about 170 m below the K/T-boundary within zone CC22c?, indicative of the Campanian-Maastrichtian boundary interval and the Early Maastrichtian (Schönfeld & Burnett 1991). However, *Eiffellithus eximius*, whose LO defines the base of CC22b, is still present in these samples, ranging well above the LO of *Reinhardtites anthophorus*. This anomalous distribution of *E. eximius* was only observed within the Elendgraben section and may be due to reworking. A distinct, about 40 m thick, red-coloured interval, dominated by hemipelagic sedimentation, is present from the top of CC23b to the base of CC25a, about 95 m below the K/T boundary.

The Rote Wand section (Fig. 4) begins with gray marls of the Early to Mid-Campanian zone CC20 and was sampled up to 230 m above the base, which is Early Maastrichtian according to markers indicative of the nannofossil zone CC23b. *G. calcarata* has been found 145 m above the base, which corresponds to the nannofossil zone CC22ab. A red hemipelagic interval, about 50 m thick, very similar to the red hemipelagites of the nearby Elendgraben section, starts in the upper part of CC22ab. The top of this distinct lithological unit, regarded as a lithostratigraphic marker horizon within the Nierental Fm., is already documented in zone CC23a in the Rote Wand section, 2 nannozones below the top of the red interval in the Elendgraben section. This points to the existence of highly diachronous (about 1-2 Ma) lithofacies boundaries within the Nierental Fm. of the Gosau area.

3.3 GAMS SECTIONS

In the Gams area the second Cretaceous-Tertiary boundary site was found within the Gosau localities of Austria (Lahodynsky 1988). The sections investigated during this study are situated in the west of the K/T site in northern tributaries of the Gamsbach: the Schweinbach section (gorge E of farming house "Sommerauer" of Kollmann 1964, Kristan-Tollmann & Tollmann 1976, 1991), and the Kohlhuber section (gorge and western tributaries east of farming house "Kohlhuber" of Kollmann (1964); W of farming house "Sattelbauer"). The Schweinbach tributary provides a continuous, although partly covered section within basal hemipelagites and following thin turbidites interbedded with hemipelagites of the Campanian *elevata* zone to the Late Maastrichtian *mayaorensis* zone of the planktonic fora-

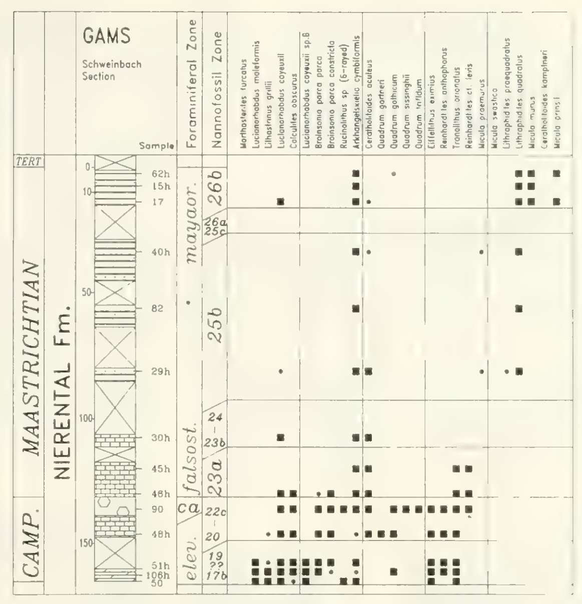


Fig. 5: Distribution of marker species in the Schweinbach section E of Gams/Styria. Explanations see fig. 2; lithology and symbols see fig. 3.

miniferal zonation of KOLLMANN (1964). A distinctive slumping mass with large olistolits of a Late Santonian/Early Campanian age occurs within the *calcarata* zone according to KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1976). Due to the high sedimentation rates of turbidites the Kohlhuber section provides a very detailed zonation of the Early to Late Maastrichtian above the *calcarata* zone of the uppermost Campanian.

Within both sections the LO of *G. calcarata* can be recognized in the nannofossil zone CC22, characterized by the presence of both *Eiffellithus eximius* and *Reinhardtites anthophorus* together with *Quadrum trifidum* and *Reinhardtites* cf. *levis*. In the Schweinbach section a detailed subdivision of the nannofossil zone CC22 is impossible due to reworking within a slump. The extended Kohlhuber section (fig. 6) indicates a succession of LO of zonal markers in accordance to the standard zonal scheme of SISSINGH (1977) and PERCH-NIELSEN (1979, 1985) with the exception of *Tranolithus orionatus*, which disappears below the LO of the *Broinsonia parca* group. Minor reworking of type 2 can be observed by the presence of some broken specimens of slightly older species of the former zone. Nevertheless, e. g. the lower boundary of CC24, defined by the LO of *B.* (*Aspidolithus*) *parca constricta*, could be recognized by a sudden decrease in the abundance of the marker species to the sole presence of broken specimen. The top of the „Kohlhuber“ section can be dated as “middle” Maastrichtian (zone CC25a), below the FO of *Lithraphidites quadratus*. The Schweinbach section was sampled up to the topmost zone of the Maastrichtian (CC26b), defined by the presence of *Micula prinsii* together with *Micula murus*.

4. DISCUSSION

Recent investigations on the Campanian-Maastrichtian boundary indicated a strong diachronity between the definition of the base of the Maastrichtian in the Tethyan realm (LO of the planktonic foraminifera *Globotruncanita calcarata*), and the definition of the lower boundary of the Maastrichtian in the Boreal realm (FO of belemnites of the *Belemnella lanceolata* lineage). It has been shown, that the level of extinction of *G. calcarata* can be correlated with the subzone CC22c of the *Quadrum trifidum* nannofossil zone, whereas the base of the Maastrichtian according to the Boreal zonation scheme is already in the nannofossil zone CC23a (SCHÖNFELD & BURNETT, 1991). During our study we found approximately the same position of the LO of *G. calcarata* within the CC22 *Quadrum trifidum* zone, although within the two Gams sections and the Rote Wand section of the Gosau Valley, samples with *G. calcarata* are still characterized by the presence of *Eiffelithus eximius*, indicative of CC22ab below subzone CC22c. On the other hand, an influence of reworking cannot be ruled out - *E. eximius* is a very common nannofossil in the Campanian assemblages of the Gosau sections, and an

anomalous range of this species with a LO well above the LO of *Reinhardtites anthophorus* can be proven in the Elendgraben section. In the Lattengebirge section, the exact position of the LO of *G. calcarata* could not be proven, probably due to faulting in this part of the section. According to BUTT (1981), *G. calcarata* has been found at the base of the turbidite-dominated part of the section, which can probably be correlated with our samples No. Lg7 or 9h. Sample Lg7 (nannofossil zone CC22b?) still contains a Late Campanian foraminiferal assemblage with *Globotruncanita subspinosa*, whereas Lg9h is already characterized by an Early Maastrichtian assemblage of Rugoglobigerinas without *G. subspinosa* and nannofossils indicative of zone CC22c.

A detailed correlation within the latest Campanian to Early Maastrichtian subzones of CC22 is also hindered by the fact that the FO of *Reinhardtites levis*, defining the base of CC22b, could not be precisely dated, due to overgrowth and recrystallisation processes in carbonate-rich samples, which make the differentiation of *R. anthophorus* and *R. levis* very difficult. Only large (> 10 µm) *Reinhardtites* with a completely closed central area were grouped into *R.* cf. *levis*. As *R. levis* evolves out of *R. anthophorus* by an increase in the size of the elements which subsequently close the central area (e. g. PRINS & SISSINGH in SISSINGH 1977), this definition is quite arbitrary and the FO of *R. levis* is not used as a reliable marker event during this study. That is why the subzones CC22a and CC22b are grouped together.

Plate 1 Nannofossil marker species of the Campanian – Maastrichtian of the Gosau Group
All figures with crossed nicols, except Fig. 1 with 80° crossed nicols

Fig. 1 *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT 1954) DEFLANDRE, 1959. Probe L18, Lattengebirge.

Fig. 2 *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT, 1966. Probe L18, Lattengebirge.

Fig. 3 *Lithastrinus* cf. *grillii* STRADNER, 1962. Probe EG35h, Elendgraben, Gosau.

Fig. 4 *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE, 1959. Probe L18, Lattengebirge.

Fig. 5 *Calculites obscurus* (DEFLANDRE, 1959) PRINS & SISSINGH, 1977. Probe GAM131 (*calcarata* horizon), "Kohlhuber" section, Gams.

Fig. 6 *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE, 1959 (ssp. B of WAGREICH 1988). Probe L18, Lattengebirge.

Fig. 7 *Broinsonia (Aspidolithus)* cf. *parca parca* (STRADNER, 1963) BUKRY, 1969. Probe EG35h, Elendgraben, Gosau.

Fig. 8 *Broinsonia (Aspidolithus) parca constricta* HATTNER, WIND & WISE, 1980. Probe GAM131 (*calcarata* horizon), "Kohlhuber" section, Gams.

Fig. 9 *Broinsonia (Aspidolithus) parca constricta* HATTNER, WIND & WISE, 1980. Probe EG 90h (*calcarata* horizon), Rote Wand section, Gosau.

Fig. 10 *Rucinolithus* sp. Probe EG 186h, Rote Wand section, Gosau.

Fig. 11 *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, 1959 (small specimen). Probe LG43h, Lattengebirge.

Fig. 12 *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, 1959 (large specimen). Probe GA17, Schweinbach section, Gams.

Fig. 13 *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER, 1961) PRINS & SISSINGH, in SISSINGH 1977. Probe EG35h, Elendgraben, Gosau.

Fig. 14 *Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN, in MANIVIT et al. 1977. Probe EG 186h, Rote Wand section, Gosau.

Fig. 15 Transitional form between *Qu. gartneri* and *Quadrum gothicum* (DEFLANDRE, 1959) PRINS & PERCH-NIELSEN, in MANIVIT et al. 1977. Probe EG77h, Rote Wand section, Gosau.

Fig. 16 *Quadrum sissinghii* PERCH-NIELSEN, 1986. Probe EG35h, Elendgraben, Gosau.

Fig. 17 *Quadrum trifidum* (STRADNER, in STRADNER & PAPP 1961) PRINS & PERCH-NIELSEN, in MANIVIT et al. 1977. Probe EG 90h (*calcarata* horizon), Rote Wand section, Gosau.

Fig. 18 *Eiffellithus eximius* (STOVER, 1966) PERCH-NIELSEN, 1968. Probe L6, Lattengebirge.

Fig. 19 *Reinhardtites anthophorus* (DEFLANDRE, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968. Probe EG35h, Elendgraben, Gosau.

Fig. 20 *Reinhardtites* cf. *anthophorus* (DEFLANDRE, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968. Probe L18, Lattengebirge.

Fig. 21 *Tranolithus orionatus* (REINHARDT, 1966) PERCH-NIELSEN, 1968. Probe EG 186h, Rote Wand section, Gosau.

Fig. 22 *Reinhardtites levis* PRINS & SISSINGH, in SISSINGH 1977. Probe EG 90h (*calcarata* horizon), Rote Wand section, Gosau.

Fig. 23 *Micula* cf. *praemurus* (BUKRY, 1973) STRADNER & STEINMETZ, 1984. Probe LG43h, Lattengebirge.

Fig. 24 *Micula swastica* STRADNER & STEINMETZ, 1984. Probe EG77h, Rote Wand section, Gosau.

Fig. 25 *Lithraphidites praequadratus* ROTH, 1978. Probe EG42t, Elendgraben, Gosau.

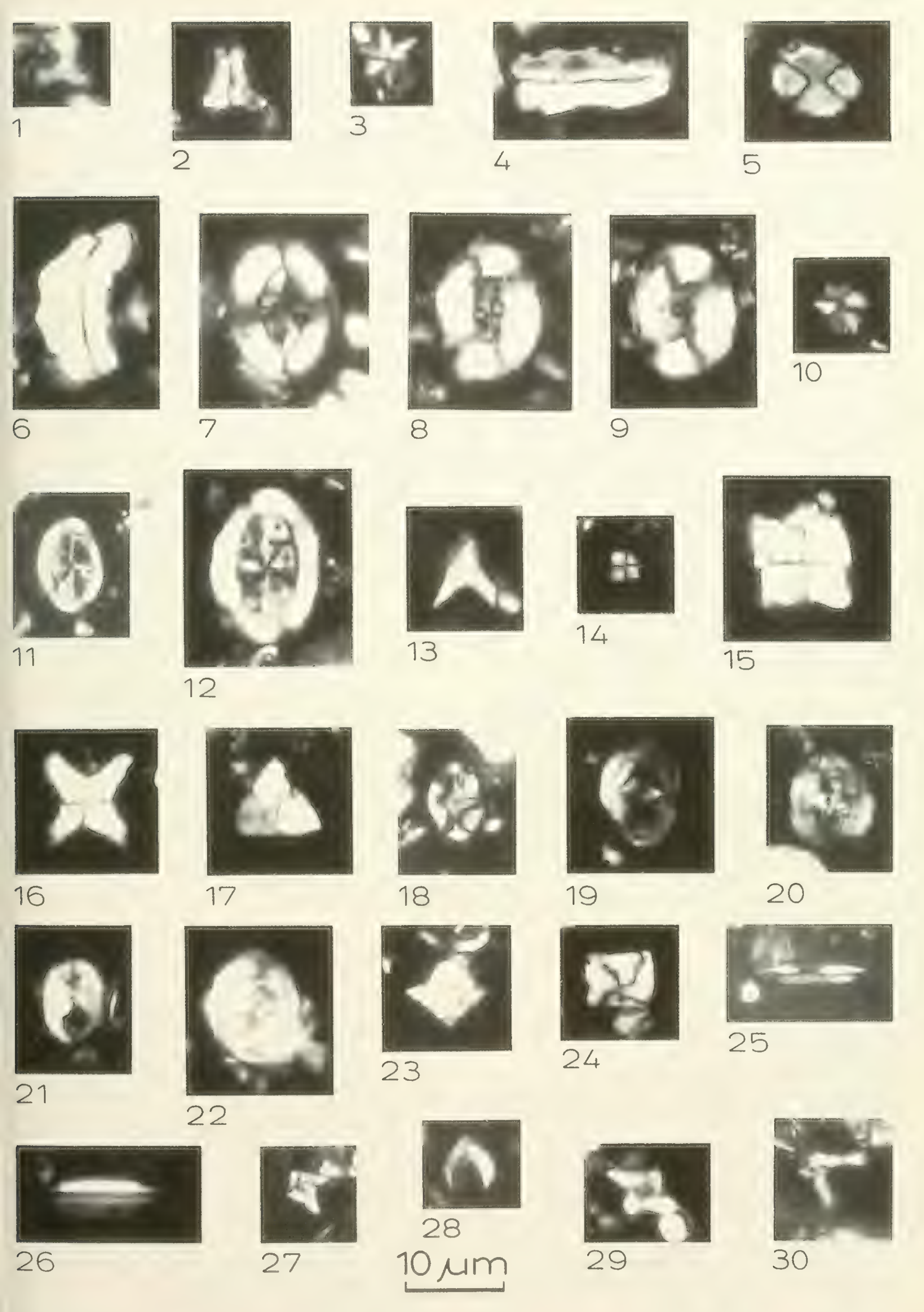
Fig. 26 *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI, 1964. Probe GA17, Schweinbach section, Gams.

Fig. 27 *Micula murus* (MARTINI, 1961) BUKRY, 1973. Probe GA17, Schweinbach section, Gams.

Fig. 28 *Ceratolithoides kamptneri* BRAMLETTE & MARTINI, 1964. Probe EG182t, Rote Wand section, Gosau.

Fig. 29 Transitional form between *M. murus* and *Micula prinsii* PERCH-NIELSEN, 1979. Probe GA17, Schweinbach section, Gams.

Fig. 30 Broken specimen of *Micula prinsii* PERCH-NIELSEN, 1979. Probe EG182t, Rote Wand section, Gosau.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
10 µm
29
30

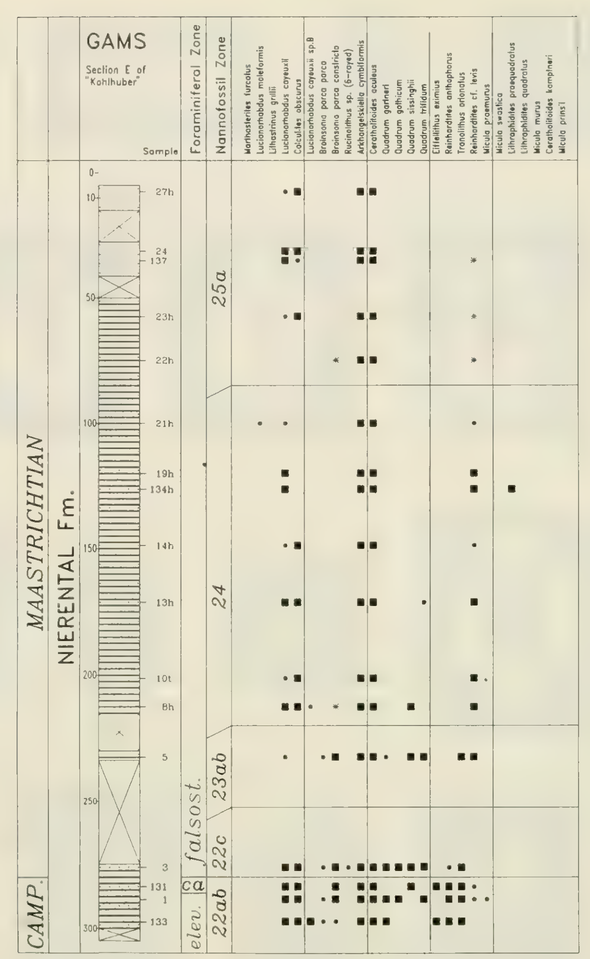


Fig. 6: Distribution of marker species in the section E of farming house "Kohlhuber", E of Gams/Styria. Explanations see fig. 2; lithology and symbols see fig. 3.

REFERENCES

BURNETT, J. A., KENNEDY, W. J. & WARD, P. D. (1992): Maastrichtian nannofossil biostratigraphy in the Biscaya region (south-western France, northern Spain). - Newsl. Stratigr., **26**: 145-155, 5 figs.; Berlin, Stuttgart.

BUTT, A. (1981): Depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the Northern part of the Eastern Alps. - Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ., **20**: 1-81, 33 figs., 9 tab., 20 pls.; Washington.

BUTT, A. & HERM, D. (1978): Palaeo-oceanographic aspects of the Upper Createceous geosynclinal sediments of the Eastern Alps. - In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds.), Alps, Apennines, Hellenides; Int. Union Comm. Geodyn. Sci Rep., **38**: 87-95, 2 figs.; Stuttgart.

CARON, M. (1985): Cretaceous planktic Foraminifera. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.), Plankton Stratigraphy, 17-86, 37 figs.; Cambridge (Cambridge Univ. Press).

FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. - In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.), Geodynamics of the Eastern Alps, 142-155, 4 figs., 1 tab.; Wien (Deuticke).

GANSS, O. & KNIPSCHEER, H. C. G. (1954): Das Alter der Nierentaler und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **99**: 361-378, 2 pls.; Stuttgart.

GANSS, O. & KNIPSCHEER, H. C. G. (1956): Nochmals: Zur Altersstellung der Nierentaler Schichten. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1956**: 290-297; Stuttgart.

HAGN, H. (1955): Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten im Bekken von Gosau. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1955**: 16-30; Stuttgart.

HAGN, H. (1957): Das Profil des Beckens von Gosau (österreichische Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. - Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1957**: 31-67; Wien.

HAGN, H. (Hrsg.) (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. - Geol. Bavarica, **82**: 408 pp., 70 figs., 7 tab., 13 pls.; München.

HAQ, B., HARDENBOL, J. & VAIL, P. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - Science, **235**: 1156-1166; New York.

HERM, D. (1962a): Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayerische/Salzburger Alpen). - Z. dt. geol. Ges.: **113**, 320-338, 4 figs.; Hannover.

HERM, D. (1962b): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). - Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N. F., **104**: 1-119, 9 figs., 11 pls.; München.

HERM, D., HILLEBRANDT, A. VON & PERCH-NIELSEN, K. (1981): Die Kreide/Tertiär-Grenze im Lattengebirge (Nördliche Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. - Geol. Bavarica, **82**: 319-344, 3 figs., 2 tab., 4 pls.; München.

KOLLMANN, H. A. (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). - Jb. Geol. Bundesanst., **107**: 71-159, 5 figs., 4 pls.; Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1976): Neue Neoflabellinen (Foraminifera) aus dem Senon der Gamser Gosau, Österreich. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **185**: 307-321, 5 figs.; Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1991): Neoflabellinen aus der Oberkreide beidseits des Atlantiks. - Mitt. österr. geol. Ges., **82**: 135-171, 5 figs., 8 pls.; Wien.

KÜPPER, K. (1956): Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau. - Jb. Geol. Bundesanst., **99**: 273-320, 1 tab., 2 pls.; Wien.

LAHODYNSKY, R. (1988): Lithostratigraphy and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary in the Flyschgosau (Eastern Alps, Austria). - Rev. Espanola Paleont., Extraord., **1988**: 73-82, 4 figs.; Madrid.

MARKS, P. (1984): Proposal for the recognition of boundaries between Cretaceous stages by means of planktonic foraminiferal biostratigraphy. - Bull. geol. Soc. Denmark, **33**: 163-169; Kopenhagen.

OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. - Jb. Geol. Bundesanst., **106**: 1-88; Wien.

PERCH-NIELSEN, K. (1979): Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. - In: WIEDMANN, J. (Ed.), Aspekte der Kreide Europas, Int. Union Comm. Geodyn. Sci Rep., Ser. A, **6**: 223-272; Stuttgart.

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.), Plankton Stratigraphy, 329-426, 92 figs.; Cambridge (Cambridge Univ. Press).

PREISINGER, A., ZOBETZ, E., GRATZ, A. J., LAHODYNSKY, R., BECKE, M., MAURITSCH, H. J., EDER, G., GRASS, F., ROGL, F., STRADNER, H. & SURENIAN, R. (1986): The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gosau Basin, Austria. - Nature, **322**: 794-799, 6 figs.; London.

RISCH, H. (1988): Zur Sedimentationsabfolge und Tektogenese der Gosaukreide im Reichenhaller Becken. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1988**: 293-310, 3 figs.; Stuttgart.

ROBASZYNSKI, F., CARON, M., GONZALES DONOSO, J. M. & WONDERS, A. A. H. (eds.) (1984): Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. - Rev. Micropaléont., **26**: 145-305, 11 figs., 54 pls.; Paris.

SCHÖNFELD, S. & BURNETT, J. (1991): Biostratigraphical correlation of the Campanian-Maastrichtian boundary: Lägersdorf-Hemmoor (northwestern Germany), DSDP Sites 548A, 549, and 551 (eastern North Atlantic) with paleobiogeographical and paleoceanographical implications. - Geol. Mag., **128**: 479-503, 11 figs., 2 tab.; London.

SISSINGH, W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nanno_plankton. - Geol. Mijnbouw, **56**: 37-56; Amsterdam.

WAGREICH, M. (1988): Nannoplankton- und Foraminiferen-Feinstratigraphie des Santon-Untercampans der Gosauschichtgruppe von Gosau-Rußbach (Oberösterr.-Salzburg). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**: 279-294, 3 figs.; Wien.

WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreideserien der Gosau-Gruppe (Österreich). - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1990**: 1645-1657, 2 figs.; Stuttgart.

WAGREICH, M. (1992): Correlation of Late Cretaceous nannofossil zones with ammonite zones and planktonik Foraminifera: the Austrian Gosau sections. - Cretaceous Res., **13**: 505-516, 5 figs.; London.

WICHER, C. A. (1956): Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. - Paläont. Z., Sh., **30**: 87-136, 7 figs., 2 pls.; Stuttgart.

WILLE-JANOSCHEK, U. (1966): Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). - Jb. geol. Bundesanst., **109**: 91-172, 3 figs., 11 pls.; Wien.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	79–86	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

First Oligocene Silicoflagellates from N. Europe (Silstrup, Denmark)

By

KATHARINA VON SALIS*)

With 3 Text-figures and 2 Tables

ABSTRACT

A Late Oligocene silicoflagellate assemblage from Denmark is described and illustrated for the first time. The silicoflagellates are found in a thin diatomite band overlying the Upper Paleocene/Lower Eocene Fur Formation at the base of the Upper Oligocene Vejle Fjord Formation. The absence of *Naviculopsis lata* and the presence of *Distephanus speculum hemisphaericus* assign this assemblage, which is dominated by *Distephanus crux* s. ampl., to the *D. speculum haliomma* Subzone, which has been correlated to the Late Oligocene *Sphenolithus ciperoensis* Zone (NP 25) and the basal part of the Early Miocene *Triquetrorhabdulus carinatus* Zone (NN 1) of calcareous nannofossils.

The age of the Fur Formation at Silstrup is younger than 54 Ma and the sediments correlatable to the middle part of NP 10.

KURZFASSUNG

Eine spätoligozäne Silicoflagellaten-Vergesellschaftung aus der Vejle Fjord-Formation von Dänemark wird erstmals beschrieben und illustriert. Die Silicoflagellaten finden sich in einem ca. 50 cm mächtigen Diatomit, der die bereits bekannten spätpaläozänen bis früheozänen Diatomite und Aschenlagen der Fur-Formation im nördlichen Jütland überlagert. Die Vergesellschaftung wird dominiert von *Distephanus crux* s. ampl. und enthält *Distephanus speculum hemisphaericus*, aber keine *Naviculopsis lata*. Damit gehört sie in die spätoligozäne *D. speculum haliomma*-Subzone, die mit der spätoligozänen *Sphenolithus ciperoensis*-Zone (NP 25) und dem basalen Teil der frühmiozänen *Triquetrorhabdulus carinatus*-Zone (NN 1) der kalkigen Nannofossilien korreliert werden kann.

Das Alter der Fur-Formation in Silstrup ist jünger als 54 Ma und die Sedimente können zur mittleren NP 10 korreliert werden.

1. INTRODUCTION

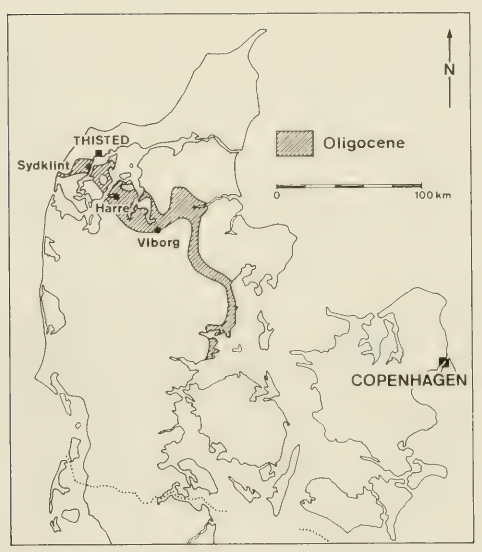
So far, only Late Paleocene and Eocene silicoflagellates were described from the Paleogene of Denmark, Northern Germany, the North Sea area and the Norwegian Sea (MARTINI 1972, 1974, 1981, 1986, PERCH-NIELSEN 1976, MARTINI & MÜLLER 1976 and LOCKER & MARTINI 1986, 1987, 1989). In the present paper, a Late Oligocene assemblage is illustrated and discussed for the first time.

Recently, BERGGREN et al. (1992) reported laser fusion dates from ash layers of the silicoflagellate-bearing Fur Formation. KNOX (1989) showed the correlation of these ash layers to the calcareous nannofossil zonation. These informations allow for a better stratigraphic assignment of the sediments underlying the Late Oligocene layers than previously possible.

*) Prof. Dr. KATHARINA VON SALIS, Geological Institute ETH-Z, CH-8092 Zürich, Switzerland.

I wish to thank CLAUS HEILMANN-CLAUSEN, Århus, for supplying the initial sample from Silstrup that triggerd this investigation and for information about the section at Silstrup. D. BUKRY (Menlo Park, USA), C. HEILMANN-CLAUSEN (Århus, Denmark), NAJA MIKKELSEN (Copenhagen, Denmark) and S. LOCKER (Kiel, Germany) reviewed various versions of the manuscript.

LOCALITY AND MATERIAL



Text-fig. 1: Distribution of Oligocene sediments below the Quaternary in Denmark and localities.

Silstrup Sydklint lies in Thy on the northwestern shore of Limfjorden, Jutland in western Denmark (text-fig. 1; 2 in fig. 1 in PERCH-NIELSEN 1976, where the legend is missing). A thin diatomite layer of Oligocene age was discovered at this locality by HEILMANN-CLAUSEN (1982: 58). The Oligocene layers of the Vejle Fjord Formation, from which the samples were taken, consist mainly of micaceous clays and, at their base, include some 50 cm of diatomites with silicoflagellates (tab. 1). Underlying these diatomites are the diatomites in the Mo Clay of the Fur Formation which spans the Paleocene/Eocene boundary.

The contact between the Lower Eocene Fur Formation and the Upper Oligocene Vejle Fjord Formation is not the result of Quaternary glacial disturbances as suggested by BØGGILD (1918) and ROSENKRANTZ (1945). Glauconite-filled burrows penetrate from the Vejle Fjord Formation down into the Fur Formation, showing that the contact, where a hiatus probably spanning over 30 million years is indicated, is not disturbed (GRY 1979).

2. SILICOFLAGELLATE ASSEMBLAGES AND THEIR AGE

m	Lithology	Sample	Silicoflagellates	Fm	Age
7				Vejle Fjord	L. Oligocene
	d.brown, micaceous clay				
6	d.brown clay	5	barren		
	brownish clay/diatomite	4 A	common		
5	glauconitic sand, bioturbated	3	barren		
4		2	rare	Fur	Early Eocene
3	d.brown, sandy layer; ash + 140?				
	Mo Clay (w. diatomites)				
2	ash + 138				
1		1	common		

Tab. 1: Lithology, samples and silicoflagellate content of the sediments at Silstrup Sydklint. After notes by C. HEILMANN-CLAUSEN and the author.

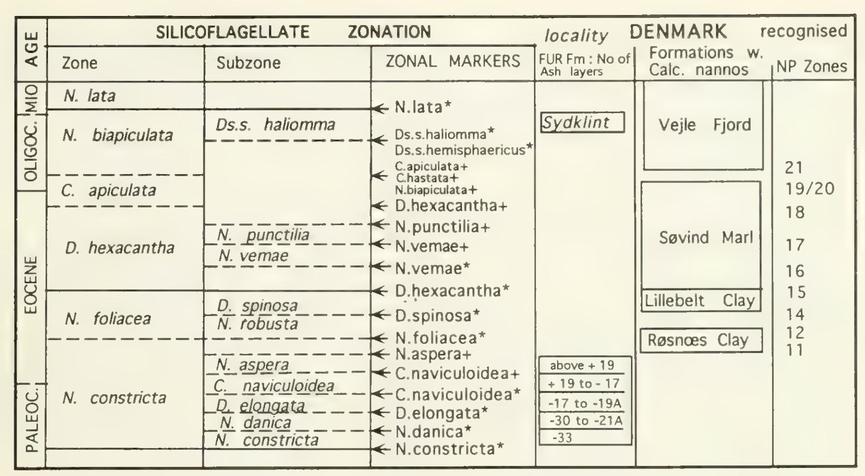
Of the samples studied (Tab. 1), only two, 1 and 4, include rich silicoflagellate assemblages. Besides the common diatoms, also common archaeomonads and rare ebridians and endoskeletal dinoflagellates are present.

2.1 SAMPLE 1

Sample 1 from the Fur Formation (Tab. 1) includes a typical Late Paleocene/Early Eocene silicoflagellate association. Different species of *Corbisema*, *Naviculopsis aspera* and *Dictyocha medusa* are about equally common, while *Dictyocha aspera* is rare. Following PERCH-NIELSEN (1976), the assemblage belongs to the *N. aspera* Subzone of the *Naviculopsis constricta* Zone which spans the Paleocene/Eocene boundary.

2.2 SILICOFLAGELLATE CORRELATIONS AROUND THE PALEOCENE/EOCENE BOUNDARY

The Paleocene/Eocene diatomites of the Fur Formation in Denmark have been known since the last century. They crop out in western Denmark and contain the ash layers numbered from –39 to +140 by BØGGILD (1918). While most of the partly laminated Fur Formation is free of $CaCO_3$, occasional layers of „cementstone" are calcareous and often include especially well preserved siliceous assemblages, but no calcareous nannofossils. Recently, KNOX (1989) correlated two prominent



AGE	Zone	Subzone	ZONAL MARKERS	locality DENMARK: FUR Fm: No of Ash layers	Formations w. Calc. nannos	recognised NP Zones
MIO	N. lata		← N.lata*			
OLIGOC.	N. biapiculata	Ds.s. haliomma	← Ds.s.haliomma* Ds.s.hemisphaericus*	Sydklint	Vejle Fjord	
			← C.apiculata+ C.hastata+ N.biapiculata+			21
	C. apiculata		← D.hexacantha+		Søvind Marl	19/20 18
EOCENE	D. hexacantha	N. punctilia	← N.punctilia+			17
		N. vemae	← N.vemae+			16
			← N.vemae*			15
			← D.hexacantha*		Lillebelt Clay	
	N. foliacea	D. spinosa	← D.spinosa*			14
		N. robusta	← N.foliacea*		Røsnæs Clay	12 11
PALEOC.	N. constricta	N. aspera	← N.aspera+	above + 19		
		C. naviculoidea	← C.naviculoidea+	+ 19 to - 17		
		D. elongata	← C.naviculoidea*	-17 to -19A		
		N. danica	← D.elongata*	-30 to -21A		
		N. constricta	← N.danica*	-33		
			← N.constricta*			

Tab. 2: North European Silicoflagellate zonation and the stratigraphic occurrence of silicoflagellate-bearing sediments correlated to the lithologic formations and their calcareous nannofossil zonal assignment. After MIKKELSEN (1975), PERCH-NIELSEN (1971, 1976, 1979) and Thiede et al. (1980). * = First occurrence, + = last occurrence. The ash layers in the Fur Formation are numbered from bottom to top from –34 to +140. Silicoflagellates were only found from -34 to +130.

and chemically distinct ash layers, –17 and +19, with two ash layers in a borehole in N. Germany and with DSDP Site 550. The latter lies some 600 km to the W of the westernmost tip of Great Britain, thus about 1850 km from the Danish occurrences. At Site 550, the two ash layers occur in the lower part of the unusually thick (about 50 m) calcareous nannofossil zone NP 10 of MARTINI (1971) which lies in Polarity Chron 24R.

BERGGREN et al. (1992) reported new laser fusion dates from ashes –17 (54.5 Ma) and +19 (54 Ma) in the Fur Formation of Denmark and the correlation of these ashes to the base of the London Clay Formation (Hales and Harwich Member, respectively). According to KNOX (1984, 1989) the entire series of ashes is contained within NP 10 at Site 550 and the uppermost ashes occur around the middle of NP 10.

No decision as to the exact position of the GSSP (global stratotype section and point) for the Paleocene/Eocene boundary has yet been taken. The current usage, however, puts the boundary within NP 9, at the NP 9/10 boundary, or at the base of the London Clay. All of these positions are below ash layer +19. Thus the layers outcropping at Silstrup Sydklint and containing ash-layers 118 and higher, are younger than 54 Ma and of early Eocene age.

2.3 SAMPLE 4

The silicoflagellate assemblage of sample 4 is totally different from the one in sample 1. It includes the species illustrated on Figures 2 and 3 and discussed below. *Distephanus crux* s. ampl. dominates, while all other species together make up less than 10%. The assemblage can be assigned to the *Naviculopsis biapiculata* Zone of BUKRY (1974, 1978). This zone is defined from the last occurrence of *Corbisema apiculata* or *C. hastata* or the first occurrence of *Naviculopsis biapiculata* to the first occurrence of *N. lata*. The presence of *Distephanus speculum hemisphaericus* assigns the assemblage at Silstrup to the *D. speculum haliomma* Subzone of BUKRY (1981), which is defined from the first occurrence of *D. speculum haliomma* and the first occurrence of *D. speculum hemisphaericus* to the first occurrence of *N. lata*. This subzone has been correlated by BUKRY (1981) to the Late Oligocene calcareous nannofossil zone of *Sphenolithus ciperoensis* and the basal Miocene zone of *Triquetrorhabdulus carinatus* (NP 25 and NN 1, respectively of MARTINI 1971).

Similar assemblages were found by BUKRY (1976b) and MARTINI & MÜLLER (1976) at DSDP Site 338 on the Voering Plateau in the Norwegian Sea, where they were accompanied by a Late Oligocene calcareous nannofossil assemblage including *Dictyococcites bisectus* and *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER 1976). The diatomite samples from Silstrup are non-calcareous and thus barren of calcareous nannofossils. Also, they do not include any reworked silicoflagellates from the underlying diatomites of the Lower Eocene part of the Fur Formation.

No corresponding siliceous interval was found in the Harre boring which was cored only some 30 km to the SSE of Silstrup (Fig. 1; BJØRSLEV NIELSEN et al., in prep.; VON SALIS in prep.) and penetrated Miocene through Danian sediments. In the Oligocene interval of the Viborg boring, cored some 70 km to the SSE of Silstrup (Fig. 1), very rare diatoms but no silicoflagellates have been observed (THIEDE et al. 1980).

BACHMANN (1970) described and illustrated a silicoflagellate assemblage from Austria with a very similar assemblage as the one found at Silstrup. He assigned the austrian assemblage to the Late Oligocene. Since it includes *Naviculopsis lata*, the form marking the base of the zone of that name which presently is correlated to the Lower Miocene calcareous nannofossil zones NN 1 and NN 2 of MARTINI (1971), an Early Miocene age is indicated. The fact that *N. lata* was not found in the assemblage from Silstrup suggests a Late Oligocene to possibly earliest Miocene age for it. BUKRY (1985), who studied the silicoflagellates from Rockall Plateau west of Scotland which is on a similar latitude as Silstrup found *N.* cf. *N. lata* in

DSDP Hole 406. He assigned these samples an ?Early Miocene age. The underlying Late Oligocene assemblage differs from the one treated here by including common specimens of *Naviculopsis biapiculata* and, in its lower part, of the diatom *Rocella gelida*. Both species were not found at Silstrup. The assemblage at Site 406 also includes *Distephanus speculum haliomma*, the presence of which defines the uppermost Oligocene subzone of this name. The presence of this subzone at Silstrup is indicated by the presence of *D. speculum hemisphaericus*.

3. SYSTEMATIC PALAEONTOLOGY

Silicoflagellates are marine, unicellular algae with flagellae. They produce microscopic (30-100 μ), tubular skeletons of opal and thus are mainly preserved in diatomites underlying modern or ancient ocean upwelling areas or in diatomites preserved due to nearby volcanism. The classification follows KRISTIANSEN (1990), the terminology of the silicoflagellates is the one of PERCH-NIELSEN (1985).

Phylum Chrysophyta
Class Dictyochophyceae (silicoflagellates)
Order Dictyochales
Family Dictyochaceae LEMMERMANN, 1901

Bachmannocena apiculata subsp. *glabra* (SCHULZ, 1928) BUKRY, 1987
Text-Fig. 2, fig. 1, 2

1928 *Mesocena polymorpha* var. *triangula* fa. *glabra* SCHULZ: 237, fig. ?3b, 3c.

1978 *Mesocena apiculata glabra* (SCHULZ) BUKRY: 562, pl. 2, fig. 14, 15.

1987 *Bachmannocena apiculata glabra* (SCHULZ) BUKRY: 404.

Remarks: *M. apiculata* has short spines and straight to slightly concave sides.

Corbisema triacantha (EHRENBERG, 1845) HANNA, 1928
Text-Fig. 3, fig. 15, 16

1845 *Dictyocha triacantha* EHRENBERG, 1844: 80.

1931 *Corbisema triacantha* (EHRENBERG) HANNA: 198, pl. D, fig. 1.

1974 *Corbisema triacantha* (EHRENBERG) LOCKER: 634, pl. 1, fig. 10 (= holotype).

Remarks: The holotype of this species is a specimen from the Miocene with short spines and strongly convex sides of the basal ring. The very rare specimens at Silstrup have longer spines and less convex sides than in the holotype.

Dictyocha aspera (LEMMERMANN, 1901) BUKRY & FOSTER, 1973
Text-Fig. 2, fig. 5, 6

1901 *Dictyocha fibula* var. *aspera* LEMMERMANN: 260, pl. 10, fig. 27, 28.

1973 *Dictyocha aspera* (LEMMERMANN) BUKRY & FOSTER: 815-871.

Remarks: The spines are of medium length and the sides of the basal ring only slightly convex and nearly equal in length. A short basal pike is attached about halfway between the strut and the corner of the basal ring in each side. The central bar is less than a third of the length of the diagonal and runs slightly oblique to it. The form is similar to *D. aspera clinata* where, however, the central bar measures about half the length of the diagonal and the basal pikes, where present, are attached at or near the base of the struts.

Dictyocha medusa HAECKEL, 1887
Text-Fig. 2, fig. 3, 4?

1887 *Dictyocha medusa* HAECKEL: 1560, pl. 101, figs. 13, 14.

Remarks: *D. medusa* includes forms with a simple central cross and without basal pikes. The form shown in Text-Fig. 1, fig. 4 seems to be a form between *Dictyocha medusa* and *Distephanus crux darwinii* BUKRY, 1976.

Distephanus boliviensis var. *major* (FRENGUELLI, 1951) CIESIELSKI, 1975
Text-Fig. 3, fig. 22, 23

1940 *Dictyocha boliviensis* var. *major* FRENGUELLI: 44, fig. 4.

1975 *Distephanus boliviensis* var. *major* (FRENGUELLI) CIESIELSKI: 660, pl. 8, figs. 1-5.

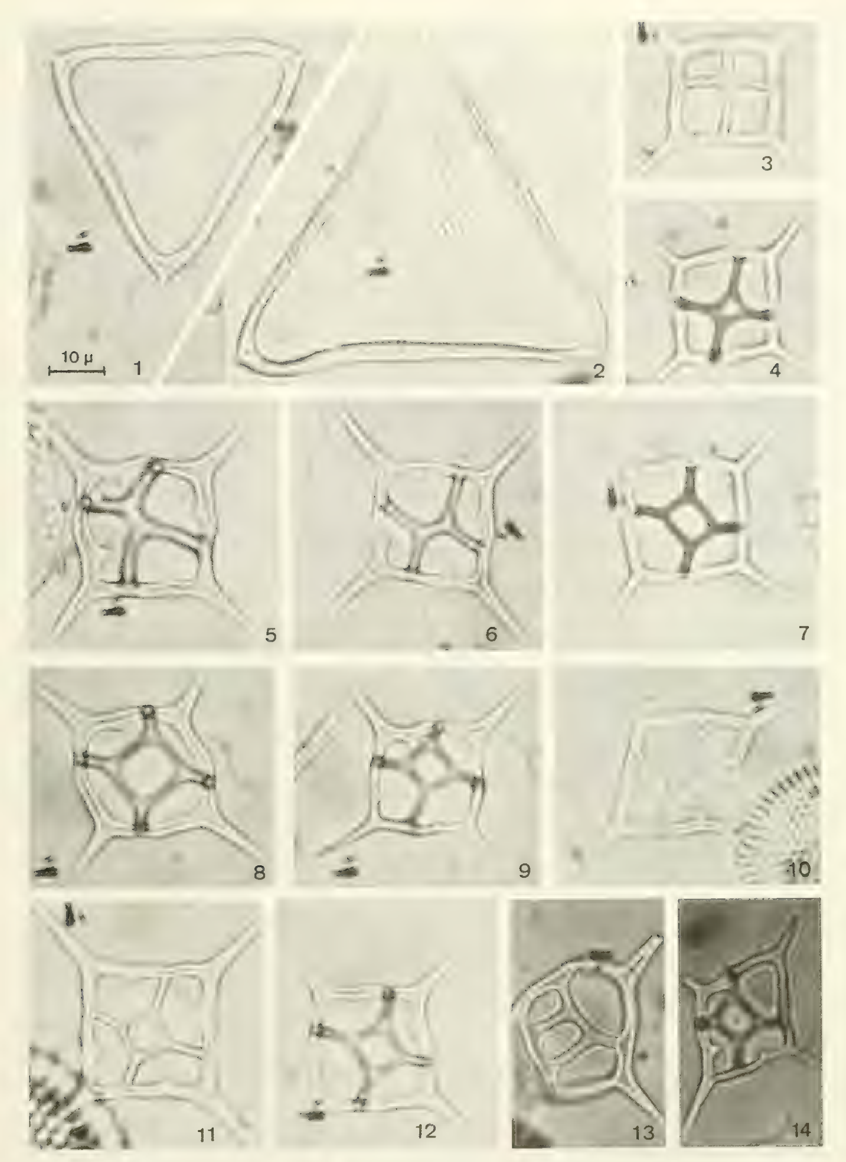
Remarks: As pointed out by McCARTNEY & WISE (1990), six-sided *Distephanus* exhibit a considerable variability. The forms assigned to *D. boliviensis* differ from those commonly assigned to *D. speculum* by their more massive appearance. But „in many samples the two taxa are distinct and easily separated, but in other samples they appear to intergrade". The variety major is characterised by more than one apical opening. The spines are uneaqual in length.

Distephanus crux (EHRENBERG, 1841) HAECKEL, 1887
Text-Fig. 2, fig. 7-9, 11, 12

1841 *Dictyocha crux* EHRENBERG, Ber. 1840: 207-208.

1887 *Distephanus crux* (EHRENBERG) HAECKEL: 1563.

Remarks: LOCKER (1974) has indicated that a population of *D. crux* may include a variety of sizes of the apical ring. Basal pikes are either missing or relatively short. LOCKER (1974) suggested *Distephanus staurodon* to be a synonym of *D. crux*. The two species are distinguished here on the basis of the form of the basal ring: more or less quadratic in *D. crux* and rhomboedrical in *D. staurodon*.



Text-fig. 2 Light microscope micrographs from sample A, diatomite of the Vejle Fjord Formation, Silstrup. Scale bar = 10 µ.

Fig. 1, 2 *Bachmannocena apiculata* subsp. *glabra* (SCHULZ, 1928) BUKRY, 1987.

Fig. 3 *Dictyocha medusa* HAECKEL, 1887.

Fig. 4 Specimen between *Dictyocha medusa* HAECKEL, 1887 and *Distephanus crux* subsp. *darwinii* (BUKRY, 1976). The latter is often found in the Oligocene *Naviculopsis biapiculata* Zone.

Fig. 5, 6 *Dictyocha aspera* (LEMMERMANN, 1901) BUKRY & FOSTER, 1973.

Fig. 7-9, 11, 12 *Distephanus crux* (EHRENBERG, 1941) HAECKEL, 1887. - Forms without basal pikes, very small basal pikes and well developed basal pikes; forms with small and forms with wide apical opening, which is round, quadratic or rectangular

Fig. 10, 14 *Distephanus staurodon* (EHRENBERG, 1945) BUKRY, 1978.

Fig. 13 Abnormal specimen of *Distephanus crux* s. ampl.

Distephanus speculum (EHRENBERG, 1838) HAECKEL, 1887
s. ampl.
Text-Fig. 3, fig. 19

1838 *Dictyocha speculum* EHRENBERG: 132. Nomen nudum.

1840 *Dictyocha speculum* EHRENBERG, 1838: 129, pl. 4, fig. X n.

1887 *Distephanus speculum* (EHRENBERG) HAECKEL: 1565.

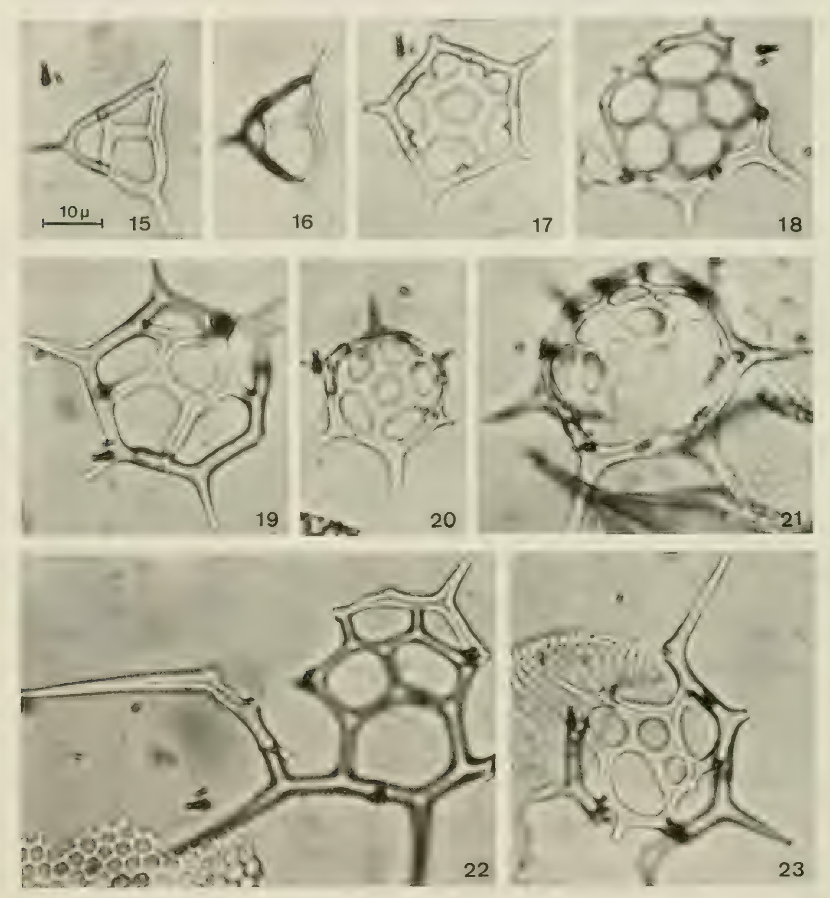
Remarks: *D. speculum* has six sides and spines of equal or unequal length according to LOCKER (1974) who studied the type material of this species. The specimen illustrated here is abnormal in that its apical ring is supported only by five struts.

Distephanus speculum subsp. *hemisphaericus*
(EHRENBERG, 1845) BUKRY, 1978
Text-Fig. 3, fig. 18, 21

1845 *Dictyocha hemisphaerica* EHRENBERG, 1844: 266, 267.

1978 *Distephanus speculum hemisphaericus* (EHRENBERG) BUKRY: 697.

Remarks: Not following LOCKER (1974) but rather BUKRY (1978), the forms described in the literature as *Distephanus speculum hemisphaericus* and *D. speculum triommata* are not included in *Cannopilus hemisphaericus* but treated as separate subspecies of *Distephanus speculum*.



Text-fig. 3 Light microscope micrographs from sample A, diatomite of the Vejle Fjord Formation, Silstrup. Scale bar = 10µ.

Fig. 15, 16 *Corbisema triacantha* (EHRENBERG, 1845) HANNA, 1931.

Fig. 17 *Distephanus speculum* subsp. *pentagonus* LEMMERMANN, 1901.

Fig. 18, 21 *Distephanus speculum* subsp. *hemisphaericus* (EHRENBERG, 1845) BUKRY, 1978.

Fig. 19 *Distephanus speculum* (EHRENBERG, 1838) HAECKEL, 1887 s. ampl.

Fig. 20 *Distephanus speculum* subsp. *triommata* (EHRENBERG, 1846) BUKRY, 1976a.

Fig. 22, 23 *Distephanus boliviensis* var. *major* (FRENGUELLI, 1951) CIESIELSKI, 1975.

Distephanus speculum subsp. *pentagonus* LEMMERMANN, 1901
Text-Fig. 3, fig. 17

1901 *Distephanus speculum* subsp. *pentagonus* LEMMERMANN: 264, pl. 11, fig. 19.

Remarks: This form is very rare. The spines are of about equal length, the basal pikes are short and the struts nearly radial.

Distephanus speculum subsp. *triommata* (EHRENBERG, 1846) BUKRY, 1976
Text-Fig. 3, fig. 20

1846 *Dictyocha triommata* EHRENBERG, 1845: 76

1974 *Dictyocha triommata* EHRENBERG LOCKER: 643, pl. 4, fig. 5 (holotype figured).

1976a *Distephanus speculum triommata* (EHRENBERG) BUKRY: 896.

Remarks: *D. speculum triommata* is characterised by 3 apical windows. LOCKER pointed out that the population in the sample of the holotype of this subspecies includes forms with 2-5 windows.

Distephanus staurodon (EHRENBERG, 1845) BUKRY, 1978
Text-Fig. 2, fig. 10, 14

1845 *Dictyocha staurodon* EHRENBERG, Ber. 1844: 80.

1978 *Distephanus staurodon* (EHRENBERG) BUKRY: 697.

Remarks: The basal ring of *D. staurodon* is rhomboedric in shape, while the one of *D. crux* is more or less quadratic. The basal pikes are generally better developed in the former than in the latter. The spines are longer along the long axis of the form than along the short one.

REFERENCES

BACHMANN, A. (1970): Silicoflagellaten aus dem oberösterreichischen Egerien (Oberoligozän). - Verh. Geol. B.-A. Wien, **2**: 275-305, 3 figs., 7 tab.; Wien.

BERGGREN, W. A., AUBRY, M.-P. & HARDENBOL, J. (1992): A Late Paleocene Early Eocene new European and North Sea magnetostratigraphic correlation network: a sequence stratigraphic approach. - Abstracts IGCP 308 Meeting, Punta Arenas: 3, 4.

BØGGILD, O. B. (1918): Den vulkanske Aske i Moleret samt en Oversigt over Danmarks ældre Tertiærbjærgarter. - Danm. geol. Unders. Række 2, **33**: 1-159; Copenhagen.

BUKRY, D. (1974): Phytoplankton stratigraphy, offshore East Africa, DSDP Leg 25. - Init. Repts. DSDP, **25**: 635-646, 4 figs, 1 tab.

BUKRY, D. (1976a): Cenozoic silicoflagellate and coccolith stratigraphy, South Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 36. - Init. Repts. DSDP, **35**: 885-917, 2 figs, 5 tab., 9 pls.

BUKRY, D. (1976b): Silicoflagellate and coccolith stratigraphy, Norwegian-Greenland Sea, DSDP Leg 38. - Init. Repts. DSDP, **38**: 843-855, 4 tab., 2 pls.

BUKRY, D. (1978): Cenozoic coccolith and silicoflagellate stratigraphy, offshore Northwest Africa, DSDP Leg 41 - Init. Repts. DSDP, **41**: 689-707, 5 figs., 3 pls.

BUKRY, D. (1981): Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maestrichtian to Quaternary marine sediment. - Spec. Publ. SEPM, **32**: 433-444.

BUKRY, D. (1985): Cenozoic silicoflagellates from Rockall Plateau, Deep Sea Drilling Project Leg 81. - Init. Repts. DSDP, **81**: 547-563, 3 figs., 7 tab., 3 pls.

BUKRY, D. (1987): Eocene siliceous and calcareous phytoplankton, DSDP Leg 95. - Init. Repts. DSDP, **95**: 395-415, 1 fig., 3 tab., 7 pls.

BUKRY, D. & FOSTER, J. H. (1973): Silicoflagellate and diatom-stratigraphy Leg 16, Deep Sea Drilling Project. - Init. Repts. DSDP, **16**: 815-871.

CIESIELSKI, P. F. (1975): Biostratigraphy and paleoecology of Neogene and Oligocene silicoflagellates from cores recovered during Antarctic Leg 28, DSDP. - Init. Repts. DSDP, **28**: 625-691, 9 figs., 9 tab.

EHRENBERG, C. G. (1838): Über das Massenverhältnis der jetzt lebenden Kiesel-Infusorien und über ein neues Infusorien-Conglomerat als Polirschiefer von Jastraba in Ungarn. - Abh. Akad. Wiss. Berlin **1836**: 109-135; Berlin.

EHRENBERG, C. G. (1840): Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. - Abh. Akad. Wiss. Berlin, phys. Abh., **1838**: 59-147; Berlin.

EHRENBERG, C. G. (1845): Über 2 neue Lager von Gebirgsmassen aus Infusorien als Meeres-Absatz in Nord-Amerika und eine Vergleichung derselben mit den organischen Kreide-Gebilden in Europa und Afrika. - Ber. Akad. Wiss. Berlin, **1844**: 57-97; Berlin.

FRENGUELLI, J. (1940): Consideraciones sobre los Silicoflagelados fosiles. - Rev. Mus. La Plata, Paleont., **2** (7): 37-112, 38 figs., 4 tab.; Buenos Aires.

GRY, H. (1979): Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark. Kortblad Løgstør. - Danm. geol. Unders. Række 1, **26**: 1-58; Copenhagen.

HAECKEL, E. (1887): Report on the radiolaria collected by H. M. S. Challenger during the years 1873-1876. - Rep. Sci. Res. Voyage Challenger, **18** (2): 1803 pp.

HANNA, G. D. (1931): Diatoms and silicoflagellates of the Kreyenhagen Shale. - Mining in California: 197-201.

HEILMANN-CLAUSEN, C. (1982): The Paleocene-Eocene boundary in Denmark. - Newsl. Stratigr., **11** (2): 55-63; Berlin, Stuttgart.

JANECEK, T. R. (1985): Eolian sedimentation in the Northwest Pacific Ocean: a preliminary examination of the data from the Deep Sea Drilling Project Sites 576 and 578. - Init. Repts. DSDP, **86**: 589-603, 8 figs., 2 tab.

KNOX, R. W. O'B. (1984): Nannoplankton zonation and the Paleocene/Eocene boundary beds of NW Europe: an indirect correlation by means of volcanic ash layers. - Quart. J. geol. Soc. London, **141**: 993-999, 5 figs.; London.

KNOX, R. W. O'B. (1989): Mineralogy and Stratigraphy of Volcanic Ash Layers in Lower Palaeogene Beds of the Wursterheide Borehole, Northern Germany. - Geol. Jb., A **111**: 217-231; Hannover.

KRISTIANSEN, J. (1990): Phylum Chrysophyta. - In: MARGULIS, L., CORLISS, J. O., MELKONIAN, M., CHAPMAN, D. J. & MCKHANN, H. I., Handbook of Protoctista, 438-453, 14 figs., 3 tab.

LEMMERMANN, E. (1901): Silicoflagellatae. - Deutsche Bot. Ges. Ber., **19**: 247-271, 2 pls; Berlin.

LOCKER, S. (1974): Revision der Silicoflagellaten aus der mikrogeologischen Sammlung von C. G. EHRENBERG. - Eclogae geol. Helv., **67** (3): 631-646, 4 pls.; Basel.

LOCKER, S. & MARTINI, E. (1986): Silicoflagellates and some sponge spicules from the SW Pacific, DSDP Leg 90. - Init. Repts. DSDP, **90**: 887-924, 3 figs., 5 tab., 13 pls.

LOCKER, S. & MARTINI, E. (1987): Silicoflagellaten aus einigen russischen Paläogen-Vorkommen. - Senckenb. lethaea, **68** (1-4): 21-67, 4 figs., 23 tab., 7 pls.; Frankfurt a. M.

LOCKER, S. & MARTINI, E. (1989): Cenozoic silicoflagellates, ebridians and actiniscidians from the Vøring Plateau (ODP Leg 104). - Init. Repts. DSDP, **104**: 543-585, 8 figs., 4 tab., 9 pls.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - In: FARINACCI, A. (ed.), Plankt. Conf. Second, Rome, 1970. Tecnoscienza, **2**: 739-785.

MARTINI, E. (1972): Silicoflagellate zones in the late Oligocene and Early Miocene of Europe. - Senckenb. lethaea, **53** (1/2): 119-122, 4 figs.; Frankfurt a. M.

MARTINI, E. (1974): Silicoflagellate zones in the Eocene and early Oligocene. - Senckenb. lethaea, **54** (5/6): 527-532, 1 fig.; Frankfurt a. M.

MARTINI, E. (1981): Silicoflagellaten im Paläogen von Norddeutschland. - Senckenb. lethaea, **62** (2/6): 277-283, 1 fig., 1 tab., 1 pl.; Frankfurt a. M.

MARTINI, E. (1986): Silicoflagellates in the Paleogene of Northwest Germany. - Nordwestdeutschland im Tertiär, 1 Beitr. Geol. Erde, **18**: 152-156, 2 figs.; Berlin-Stuttgart (Gebr. Borntäger).

MARTINI, E. & MÜLLER, C. (1976): Eocene to Pleistocene silicoflagellates from the Norwegian-Greenland Sea (DSDP Leg 38). - Init. Repts. DSDP, **38**: 857-895, 3 figs., 5 tab., 12 pls.

MCCARTNEY, K. & WISE, S. W. W. JR. (1990): Cenozoic silicoflagellates and ebridians from ODP Leg 113: Biostratigraphy and notes on morphologic variability. - Proc. ODP, Sc. Res., **113**: 729-760, 6 figs., 11 tab., 7 pls.

MIKKELSEN, N. (1975): Marine Lower Oligocene sediments in Denmark as indicated by coccoliths in the Viborg Formation. - Bull. geol. Soc. Denmark, **24**: 83-86, 1 fig.; Copenhagen.

MÜLLER, C. (1976): Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton in the Norwegian-Greenland Sea, DSDP, Leg 38. - Init. Repts. DSDP, **38**: 823-838, 1 fig., 10 tab., 1 pl.

PERCH-NIELSEN, K. (1971): Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Coccolithen und verwandten Formen aus dem Eozän von Dänemark. - Biol. Skr., **18** (3): 1-76, 2 figs., 1 tab., 61 pls.; Copenhagen.

PERCH-NIELSEN, K. (1976): New silicoflagellates and a silicoflagellate zonation in North European Paleocene and Eocene diatomites. - Bull. Geol. Soc. Denmark, **25**: 27-40, 35 figs., 3 tab.; Copenhagen.

PERCH-NIELSEN, K. (1979): Calcareous nannofossil zonation at the Cretaceous/Tertiary boundary in Denmark. - In: BIRKELUND, T. & BROMLEY, R. G. (eds.), Cretaceous-Tertiary boundary events, **I**: 115-135, 2 figs., 1 tab., 4 pls.; Copenhagen.

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Silicoflagellates. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.), Plankton Stratigraphy, 713-762, 32 figs.; Cambridge (Cambridge University Press).

ROSENKRANTZ, A. (1945): Smaabidrag til Danmarks Geologi. 1-8. - Meddr. dansk geol. Foren., **10**: 436-459; Copenhagen.

SCHULZ, P. (1928): Beiträge zur Kenntnis fossiler und rezenter Silicoflagellaten. - Bot. Archiv, **21**: 225-292; Leipzig.

THIEDE, J., BJORSLEV NIELSEN, O. & PERCH-NIELSEN, K. (1980): Lithofacies, mineralogy and biostratigraphy of Eocene sediments in Northern Denmark (Deep Test Viborg 1). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **160** (2): 149-172, 10 figs, 1 tab.; Stuttgart.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	87–92	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Emiliania coronata, a new calcareous nannoplankton species from the North Atlantic Pleistocene

By

ERLEND MARTINI*)

With 1 Text-figure and 2 Plates

ABSTRACT

A new species of the genus *Emiliania* (*E. coronata* n. sp.) is described from the late Pleistocene of the North Atlantic Ocean. Its phylogenetic relationship and stratigraphic occurence based on the accompagnying calcareous nannoplankton assemblage is discussed. *Bramletteius*? *duoalatus* (MARTINI 1980) from the late Pliocene is transfered into the genus *Gephyrocapsa* KAMPTNER.

KURZFASSUNG

Es wird eine neue Art der Gattung *Emiliania* (*E. coronata* n. sp.) aus dem höheren Pleistozän des Nordatlantischen Ozeans beschrieben. Die phylogenetischen Beziehungen und das stratigraphische Vorkommen werden aufgrund der begleitenden Nannoplankton-Gemeinschaft diskutiert. *Bramletteius*? *duoalatus* (MARTINI 1980) aus dem höheren Pliozän wird in die Gattung *Gephyrocapsa* KAMPTNER überführt.

1. INTRODUCTION

During shore-lab investigation of Leg 49 material of the Deep Sea Drilling Project (DSDP) in 1977 a probably new taxon was discovered, but was not described in the report on calcareous nannoplankton and silicoflagellate biostratigraphy of Sites 407 and 409 at the Reykjanes Ridge (MARTINI 1979) because priority of shipboard investigations (STEINMETZ 1979). However, this form was not mentioned in the Leg 49 reports or described later. Detailed REM-investigations revealed details not recognized in any published taxa, therefore the description of a new species seems justified.

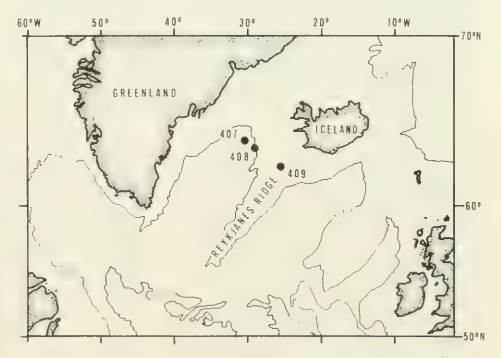


Fig. 1: Location of sites drilled in the Reykjanes Ridge area during DSDP Leg 49.

The new taxon is common in sample 409-2-1: 7-8 cm, recovered at DSDP-Site 409 at the Reykjanes Ridge (Fig. 1), approximately 24,5 meters below seafloor. The succession in core 2 of Site 409 comprises of calcareous sandy mud, which was placed by shipboard scientists in planktonic foraminiferal

*) Prof. Dr. ERLEND MARTINI, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Senckenberg-Anlage 32-34, D-60325 Frankfurt am Main.

zone N 22 and calcareous nannoplankton zone NN 19 (*Pseudoemiliania lacunosa* zone) (LUYENDYK, CANN et al. 1979). It was also stated that the succession included a series of turbidites, grading from sandy mud at base upward to calcareous mud or nannofossil ooze at top.

The calcareous nannoplankton assemblage of sample 409-2-1: 7-8 cm was placed in calcareous nannoplankton zone NN 21 (*Emiliania huxleyi* zone) by MARTINI (1979). Both nannoplankton placements were probably partly caused by the new form, since it exhibits features of the index species of both zones. During reinvestigation of the calcareous nannoplankton assemblage of sample 409-2-1: 7-8 cm species listed in part 3 were identified, suggesting a position of this particular level in calcareous nannoplankton zone NN 20 (*Gephyrocapsa oceanica* zone) as discussed in detail below.

Thanks are due to Dr. K. PERCH-NIELSEN (Zürich) for discussion, and Mr. J. TOCHTENHAGEN (Frankfurt/Main) for REM-assistance.

Type material is deposited in the „Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg“ Frankfurt/Main (SM. B. 14495).

2. DESCRIPTION OF THE NEW SPECIES

Class Coccolithophyceae ROTHMALER, 1951
Family Coccolithaceae KAMPTNER, 1928
Genus *Emiliania* HAY & MOHLER, 1967

Emiliania coronata n. sp.
Pl. 1, Figs. 1-9

Type locality: DSDP Site 409, Reykjanes Ridge, North Atlantic Ocean (62°36.98'N 25°57.17'W).

Type level: DSDP 409-2-1: 7-8 cm, late Pleistocene.

Holotype: SM. B. 14495, Pl. 1, Fig. 3.

Description: Two closely compressed oval shields connected by a central column, and with a moderately large central opening spanned by a grill. Shields convex distally, and concave proximally. Proximal shield slightly smaller than distal one. Distal shield consists of approximately 30 to 40 elements, often with irregular spaced slits between elements. Central collar with high vertical elements slightly bent outward, and depressed at two places diagonally orientated to the long axis of the coccolith. Rim of both shields and collar slightly undulated.

With the lightmicroscope difficult to identify in plan view, although the central collar exhibits a distinct brightness of somewhat greenish appearence under crossed nicols. In side view the collar is clearly seen as two diverging bright projections in certain positions.

Length: 2,8 - 3,9 μ. Width: 2,3 - 2,8 μ. Hight: 1,6 - 1,9 μ.

Relations: The new species is closely related to *Emiliania huxleyi* (LOHMANN), but differs in having irregular slits between elements in the distal shields like *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) rather than having T-shaped elements. Also the high collar is not present in *E. huxleyi*. However, OKADA & MCINTYRE (1977) described a modern subspecies (*E. huxleyi corona*) which has a similar collar, but elements in the shields of these forms are T-shaped. In 1979 NISHIDA presented a REM-picture of a modern unnamed coccosphere from the northwestern Pacific which shows resemblance with the new species. A somewhat similar construction is found in *Gephyrocapsa ornata* (HEIMDAL 1973), but vertical elements are toothlike, and the central area is spanned by a narrow bridge with two bladelike elements, never found in *E. coronata* n. sp. (based on more than 300 specimens investigated by REM-techniques).

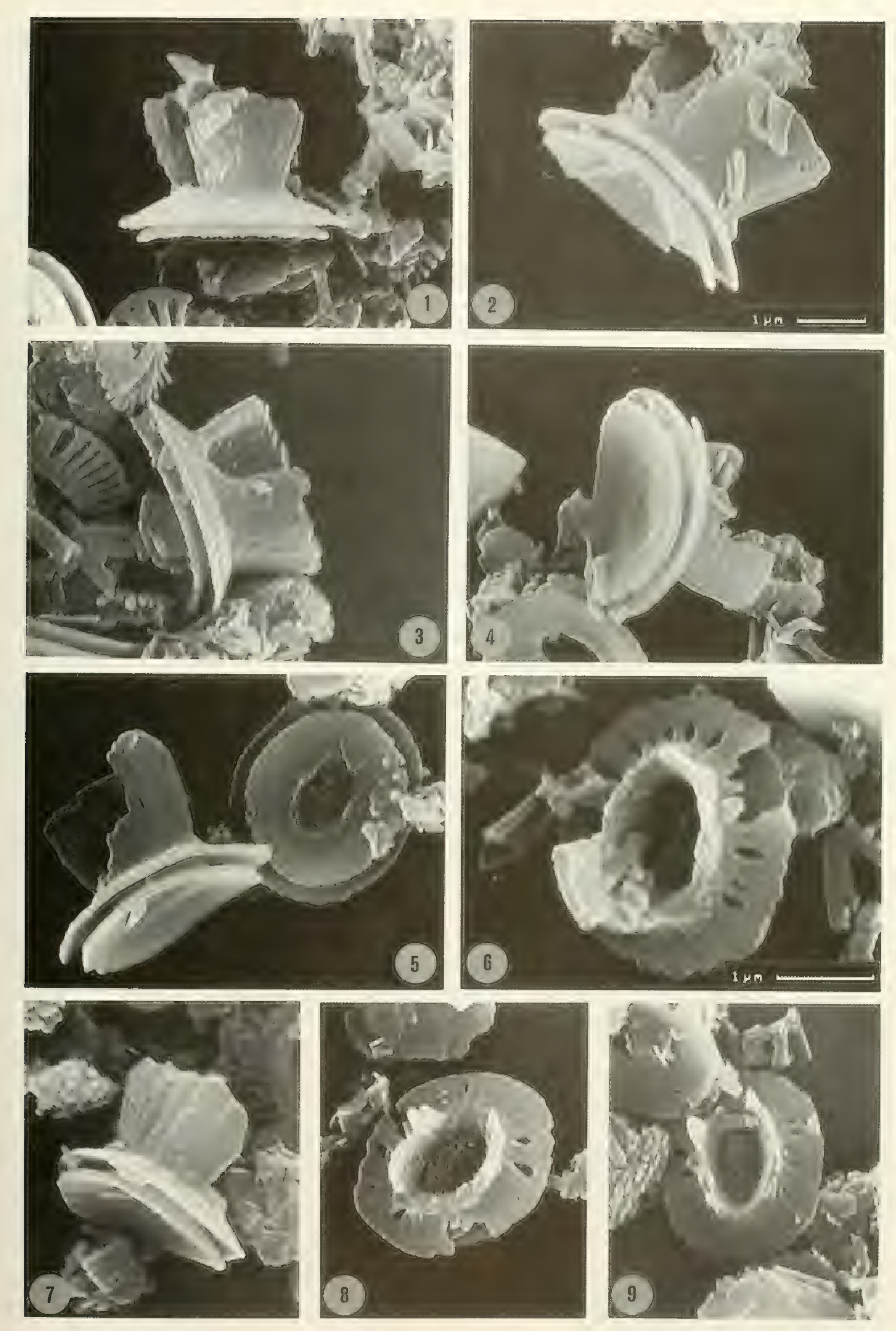
In *Gephyrocapsa mediterranea* of PIRINI-RADRIZZANI & VALLERI (1977) and *Gephyrocapsa florencia* of LOHMANN & ELLIS (1981), both described from the Mediterranean Pliocene and early Pleistocene and probably the same species, the bridge spanning the central area is rather broad and consists of several elements starting at the base like those of *E. coronata*, but are bent inward in the upper part to form the bridge.

3. COMMENTS AND STRATIGRAPHIC POSITION

In sample DSDP 409-2-1: 7-8 cm the following species (most figured in plates 1 and 2) listed below with their frequency (R = rare, F = few, C = common) were identified during the reinvestigation:

Species	Frequency
Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE & FERT, 1947	R
Coccolithus pelagicus (WALLICH) SCHILLER, 1930	F
Coronosphaera mediterranea (LOHMANN) GAARDER, 1977	R
Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN) KAMPTNER, 1954 ex 1956	R
Emiliania coronata n. sp.	C
Gephyrocapsa aperta KAMPTNER, 1963	R
Gephyrocapsa ericsonii MCINTYRE & BÉ, 1967	C
Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER, 1943	C
Helicosphaera carteri (WALLICH) KAMPTNER, 1954	F
Syracosphaera pulchra LOHMANN, 1902	R

Plate 1 *Emiliania coronata* n. sp. - All DSDP Leg 49, Sample 409-2-1: 7-8 cm, Pleistocene.
Fig. 1-4, 7: side views; Fig. 5: side and proximal view; Fig. 6, 8-9: distal views. Fig. 3: Holotype SM. B. 14495; Figs. 1-5, 7-9 = REM 13500 x; Fig. 6 = REM 19000 x.



Martini, E.: *Emiliania coronata*

Plate 1

In this assemblage neither *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) nor *Emiliania huxleyi* (LOHMANN) were found. The former citation of *Emiliania huxleyi* in sample 409-2-1: 7-8 cm by MARTINI (1979) was based on light microscope investigations and some REM pictures, obviously representing *Gephyrocapsa ericsonii* with bridges broken off, and can be neglected. The calcareous nannoplankton assemblage of this particular sample thus can be placed in standard nannoplankton zone NN 20 (MARTINI 1971, MARTINI & MÜLLER 1986). According to the common occurence of *Gephyrocapsa ericsonii* MCINTYRE & BÉ the position of sample 409-2-1: 7-8 cm can be further narrowed to the upper part of zone NN 20, since G. ericsonii occurs first around 300 000 BP well before the first appearence of *E. huxleyi* (BRÉHÉRET 1978, SAMTLEBEN 1980).

This may lead to some phylogenetic speculations regarding the new species. It is obviously closely related to *Gephyrocapsa ornata* HEIMDAL and to *Emiliania huxleyi* especially to the subspecies *corona* OKADA & MCINTYRE. Both forms have the tendency to build a wall around the central opening, although elements are more toothlike or irregularly curved. However, at present these forms cannot be directly linked with *Emiliania coronata* because lack of information on their stratigraphic ranges. Both were described from modern nannoplankton assemblages, with *G. ornata* also mentioned from the late Pleistocene (Würmian) by SAMTLEBEN (1980). Otherwise only one specimen with somewhat rudimentary dentition on the central part was figured as *Gephyrocapsa ornata* by MÜLLER (1979) from the North Atlantic sample DSDP 403-3-3: 8-9 cm, placed in the early Pleistocene nannoplankton zone NN 19. On the other hand *Emiliania coronata* so far is only known from the late Pleistocene sample DSDP 409-2-1: 7-8 cm, although samples from around that stratigraphic level from DSDP holes 336, 338, 343 (Norwegian Sea) and 407 (Reykjanes Ridge) were checked for the new species. A peculier feature in *E. coronata* are the two depressions in the hight of the collar arranged diagonally to the long axis of the coccoliths, similar to the position where the bridge of some *Gephyrocapsa* species is situated. *Gephyrocapsa ornata* may represent an evolutionary offspring of *G. ericsonii* already discussed by HEIMDAL (1973) or may belong to a special morphotype within the *G. ericsonii* stock (SAMTLEBEN 1980). This may partially also be true for *Emiliania coronata*, especially if the stratigraphic range of *G. ornata* reaches down to the early Pleistocene. *E. coronata* could have evolved from the *G. ericsonii/G. protohuxleyi* stock (for discussion of this group see MCINTYRE 1970 and SAMTLEBEN 1980) via *G. ornata* by developing high elements around the central opening and by loss of the bridge, thus giving rise to the *Emiliania* lineage. But this needs further investigations.

On this occasion a correction for a species provisionally assigned to the genus *Bramletteius* and described from the late Pliocene (nannoplankton zone NN 17) of the Philippine Sea by MARTINI (1980) seems necessary. It obviously belongs to the genus *Gephyrocapsa* because its closely connected shields and its two bridgelike projections. It is transferred herewith: *Gephyrocapsa duoalatus* (MARTINI) nov. comb.

REFERENCES

BRÉHÉRET, J. G. (1978): Biostratigraphie du Pleistocène supérieur et de l'Holocène de deux carottes de l'Atlantique Nord à l'aide des coccolithes. - C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, **287**: 599-601, 1 fig.; Paris.

HEIMDAL, B. R. (1973): Two new taxa of Recent coccolithophorids. - „Meteor" Forsch.-Ergebnisse, **D 13**: 70-75, 8 figs.; Berlin, Stuttgart.

LOHMANN, W. H. & ELLIS, C. H. (1981): A new species and new fossil occurrences of calcareous nannoplankton in eastern Mediterranean. - J. Paleont., **55** (2): 389-394, 1 fig., 1 pl.; Tulsa, Oklahoma.

LUYENDYK, B. P., CANN, J. R., et al. (1979): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **49**: 1020 pp.; Washington D. C.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - Proc. 2nd Plankton. Conf., Roma 1970, **2**: 739-785, 4 tabs, pls. 1-4; Rome.

MARTINI, E. (1979): Calcareous nannoplankton and silicoflagellate biostratigraphy at Reykjanes Ridge, northeastern North Atlantic (DSDP Leg 49, Sites 407 and 409). - Init. Repts. DSDP, **49**: 533-549, 4 figs., 3 tabs., pls. 1-3; Washington D. C.

MARTINI, E. (1980): Oligocene to Recent calcareous nannoplankton from the Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 59. - Init. Repts. DSDP, **59**: 547-565, 3 figs., 5 tabs., pls. 1-5; Washington D. C.

MARTINI, E. & MÜLLER, C. (1986): Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. - Newsl. Stratigr., **16** (2): 99-112, 7 tabs.; Berlin, Stuttgart.

Plate 2

Fig. 1 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), proximal side.

Fig. 2 *Helicosphaera carteri* (WALLICH), distal side.

Fig. 3 *Cyclococcolithus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), proximal side.

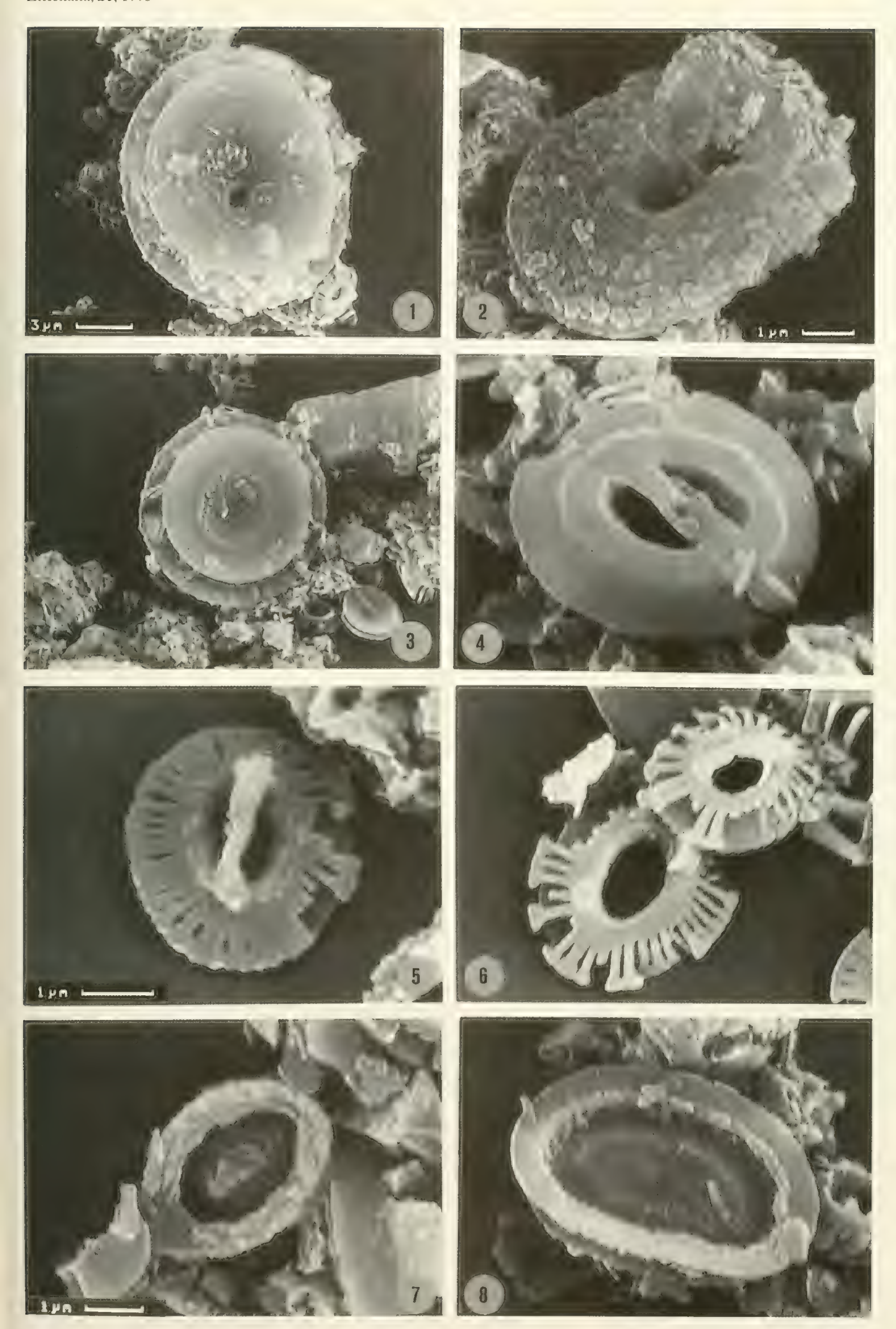
Fig. 4 *Gephyrocapsa oceanica* KAMPTNER, distal side.

Fig. 5-6 *Gephyrocapsa ericsonii* MCINTYRE & BÉ, distal side. Bridge in lower left specimen of fig. 6 broken off.

Fig. 7 *Coronosphaera mediterranea* (LOHMANN), distal side.

Fig. 8 *Syracosphaera pulchra* LOHMANN, distal side.

All DSDP Leg 49, Sample 409-2-1: 7-8 cm, Pleistocene. Figs. 1 and 3 = REM 3700 x; Fig. 2 = REM 10000 x; Figs. 4-6 = REM 14000 x; Figs. 7 and 8 = REM 11500 x.



MARTINI, E.: *Emiliania coronata*

Plate 2

McIntyre, A. (1970): *Gephyrocapsa protohuxleyi* sp. n., a possible phyletic link and index fossil for the Pleistocene. - Deep Sea Res., **17**: 187-190, 1 fig.; Oxford.

Müller, C. (1979): Calcareous nannofossils from the North Atlantic (Leg 48). - Init. Repts. DSDP, **48**: 589-639, 1 fig., 20 tabs., pls. 1-9; Washington D. C.

Nishida, S. (1979): Atlas of Pacific nannoplanktons. - News of Osaka Micropaleontologists, Spec. pap. **3**: 1-31, 17 figs., 2 tabs., pls. 1-23; Osaka.

Okada, H. & McIntyre, A. (1977): Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans. - Micropaleontology, **23** (1): 1-55, 2 figs., pls. 1-13; New York.

Pirini Radrizzani, C. & Valleri, G. (1977): New data on calcareous nannofossils from the Pliocene of the Tyrrhenian Basin. - Riv. Ital. Paleont., **83** (4): 897-924, 3 figs., pls. 56-62; Milano.

Samtleben, C. (1980): Die Evolution der Coccolithophoriden-Gattung *Gephyrocapsa* nach Befunden im Atlantik. - Paläont. Z., **54** (1/2): 91-127, 15 figs.; Stuttgart.

Steinmetz, J. C. (1979): Calcareous nannofossils from the North Atlantic Ocean, Leg 49, Deep Sea Drilling Project. - Init. Repts. DSDP, **49**: 519-531, 2 figs., 8 tabs.; Washington D. C.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	93–103	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Dasycladaceen aus dem Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) des Hohenloher Landes, Süddeutschland

Von

ERIK FLÜGEL & HANS HAGDORN*)

Mit 2 Abbildungen und 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Aus einem Muschel/Crinoiden-Bioherm im Oberen Muschelkalk (Oberer Trochitenkalk) von Künzelsau (Nordwürttemberg) werden Dasycladaceen (*Griphoporella künzelsauensis* n. sp.) beschrieben. Die monospezifische Flora kann nicht mit den wenigen bisher aus dem Germanischen Muschelkalk bekannten Dasycladaceen verglichen werden. Litho- und biostratigraphische Daten weisen darauf hin, daß wahrscheinlich alle aus dem Oberen Muschelkalk bekannten Dasycladaceen-Floren in das höhere Anis einzustufen sind.

ABSTRACT

There are only few reports on Triassic dasycladacean green algae from the non-Tethyan marginal-marine environments of the Muschelkalk until now (Upper Silesia, Lotharingia, Black Forest area). A monospecific florula consisting of *Griphoporella künzelsauensis* n. sp. is described from a small pelecypod/crinoid bioherm within the Upper Trochiten Kalk of northern Württemberg, southwest Germany. Litho- and biostratigraphical data indicate a Late Anisian age not only for the Künzelsau dasycladacean flora but also for the other dasycladacean localities known from the Upper Muschelkalk.

1. EINLEITUNG

Die meisten mesozoischen Dasycladaceen waren auf tropische Warmwasserzonen der Tethys beschränkt (ELLIOTT 1981). Im Gegensatz zum Artenreichtum und der weiten geographischen Verbreitung in der Tethys steht die Seltenheit und die geringe Diversität mesozoischer Dasycladaceen in subtropischen Randmeeren außerhalb der Tethys. Dies gilt sowohl für die Trias als auch für den Jura (ELLIOTT 1977, 1982). Eine Erklärung für diesen Unterschied könnte die Abhängigkeit der Verkalkung von Dasycladaceen von der Wassertemperatur darstellen. Hierbei sind bei Grünalgen die niedrigsten Werte der mittleren Monatstemperatur des Meerwassers von wesentlicher Bedeutung (ELLIOTT 1984; BERGER & KAEVER 1992).

Bereits die erste (und bisher auch letzte) kritische Zusammenstellung der Dasycladaceen aus der Germanischen Trias durch PIA (1931) zeigt, daß Dasycladaceen im Muschelkalk im wesentlichen nur auf drei Gebiete beschränkt sind: Oberschlesien, Lothringen und östlicher Schwarzwaldrand (Abb. 1). Hierzu kommen noch das Polnische Mittelgebirge (GAZDZICKI & KOWALSKI 1974) und der nachfolgend beschriebene Fund in Nordwürttemberg.

Die bisher bekannten Dasycladaceen aus dem Muschelkalk entsprechen Arten, die ihre Hauptverbreitung in der Tethys haben. Es handelt sich überwiegend um Arten der Gattungen *Physoporella*, *Oligoporella* und *Macroporella*. Im auffallenden

*) Prof. Dr. ERIK FLÜGEL, Institut für Paläontologie, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstraße 28, D-91054 Erlangen;
Dr. h. c. HANS HAGDORN, Muschelkalkmuseum Hagdorn Ingelfingen, Schloßstraße 11, D-74653 Ingelfingen.



Abb. 1: Paläogeographie und Lage der Dasycladaceen-Fundpunkte im Germanischen Becken. Gerastert: Abtragungsgebiet. Ungerastert: Ablagerungsgebiet. Schwarz: Heutiger Muschelkalk-Ausstrich. Marine Verbindungswege zur Tethys: A - Ostkarpaten-Pforte, B - Schlesisch-Mährische Pforte, C - Burgundische Pforte. Dasycladaceen-Fundpunkte: 1 - Oberschlesien (Gorasdzer Schichten, Diploporendolomit), 2 - Östlicher Schwarzwaldrand (basaler Trochitenkalk), 3 - Lothringen („Mittlerer“ Muschelkalk), 4 - Künzelsau (Trochitenkalk, *robustus*-Zone). Karte nach Ziegler (1982) aus Hagdorn et al. (1991).

Gegensatz hierzu stehen die in Nordwürttemberg entdeckten Dasycladaceen, deren generische Zuordnung schwierig ist und die eine neue Art repräsentieren.

Die bisherigen Funde von Dasycladaceen in der Germanischen Trias sind auf wenige, regional begrenzte Horizonte im Muschelkalk beschränkt. Gleichwohl spielten sie beim Bemühen, die Germanische Trias stratigraphisch mit Stufen und Zonen der Triasgliederung in den Alpen zu korrelieren, eine beachtliche Rolle:

Erstmals schrieb Eck (1862, 1865) über das häufige Auftreten von *Nullipora annulata* im Himmelwitzer Dolomit Oberschlesiens, der später „Diploporendolomit“ genannt wurde (siehe Assmann 1944). Gümbel (1872) stellte die dort dominierende Form zu *Gyroporella cylindrica*, die später mit der Leitform des Ladins, *Diplopora annulata*, vereinigt wurde. Auf dieser Identifikation beruhte die frühere Einstufung des schlesischen Diploporendolomits ins Ladin. Pia (1930) wies darauf hin, daß die schlesischen Funde jedoch größtenteils zu *Diplopora annulatissima*, daneben auch zu *Oligoporella elegans* gehören und daß daher ein anisisches Alter denkbar wäre; doch veranlaßten ihn mehrere ungenau beschriftete Stükke von *Diplopora annulata* (Fundort „Oberschlesien“), die Einstufung ins Ladin beizubehalten. Das Typusmaterial zu Gümbels *Gyroporella cylindrica* war ihm nicht zugänglich, und aus Gümbels Beschreibung gingen wichtige Merkmale nicht hervor. Kozur (1974 a: 24) wies darauf hin, daß die beiden einzigen Handstücke mit *Diplopora annulata*, die Pia vorlagen, ohne genaue Fundortangabe unter der Bezeichnung „Schlesien, Roemer leg.“ im Naturhistorischen Museum in Wien liegen, während die Proben mit *Diplopora annulatissima* und *Oligoporella elegans* mit genauen Fundort- und Fundhorizontangaben versehen sind.

Die von Benecke (1898) aus den *Lingula*-Dolomiten im oberen Abschnitt des Mittleren Muschelkalks von Lothringen (Gänglingen bei Falkenberg = Faulquemont) als *Diplopora lotharingica* beschriebenen Dasycladaceen stellte Pia (1926, 1930, 1931) unter Vorbehalt zu *Physoporella*, einer bis dahin nur aus dem Anis bekannten Gattung. Bei Kozur (1974 a: 25) wird diese Form als Unterart *lotharingica* von *Physoporella pauciforata* geführt.

Dieselbe Form fand Hohenstein (1913) in seiner Fauna II am östlichen Schwarzwaldrand (Weilderstadt). Der Fundhorizont ist nach Wirth (1957) in die unteren Zwergfaunaschichten des Trochitenkalks, also in den basalen Oberen Muschelkalk zu stellen.

Aus diesen Funden ergab sich für Pia ein nicht auflösbarer Widerspruch, daß der oberschlesische Diploporendolomit mit *Diplopora annulata* bereits ladinisch, der obere Teil des Mittleren Muschelkalks in Lothringen und am Schwarzwaldrand aber noch anisisch sein sollte. Pia unterschied daher im Diploporendolomit einen unteren anisischen von einem oberen ladinischen Teil, aus dem die Funde von *Diplopora annulata* stammen sollen. Kozur (1974 a: 24) bezweifelte diese Vorkommen und wies *Diplopora annulatissima* bis direkt unterhalb der Unteren Tarnowitzer Schichten nach, während er *Diplopora annulata* überhaupt nicht fand. Die Bedeutung von

Diplopora annulatissima als Zonenindexfossil ist umstritten (OTT 1972, DRAGASTAN 1981, BYSTRYCKI 1986).

Heute wird der Obere Muschelkalk bis einschließlich zur *robustus*-Zone bzw. nach palynologischen Befunden sogar bis zur *postspinosus*-Zone in das Ober-Illyr, also in das oberste Anis, eingestuft. Demnach haben alle bisher bekannten Dasycladaceen des Germanischen Muschelkalks oberanisisches Alter.

DANK

Wir danken Prof. Dr. CH. DULLO, GEOMAR Kiel, der als Katalysator zwischen den Autoren gewirkt hat, sowie Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck, für die mikropaläontologische Untersuchung des Profils, vor allem aber Dr. M. URLICHS, Stuttgart, der in mühevoller Arbeit die Ceratitenfunde bestimmte und seine Ansicht zur lithostratigraphischen Gliederung des Profilabschnitts zur Diskussion stellte. Der Geschäftsleitung der SCHOTTERWERKE HOHENLOHE-BAULAND GmbH & Co. KG, Osterburken, gebührt Dank für die Genehmigung zum Betreten ihres Geländes. Die Mikrophotographien wurden durch Frau NEUFERT, Institut für Paläontologie Erlangen, durchgeführt.

2. DASYCLADACEEN VON KÜNZELSAU-GARNBERG, HOHENLOHER LAND

2.1 LOKALITÄT UND FUNDSCHICHTEN

Im 1989 stillgelegten Schotterwerk Künzelsau-Garnberg der HOHENLOHER SCHOTTERWERKE GmbH & Co. KG (TK 25 von Baden-Württemberg, Blatt 6724 Künzelsau, R = 3551500, H = 5460800; Profilbeschreibung in HAGDORN 1991) fielen in der Schlußphase des Abbaus Stücke von Muschel/Crinoiden-Biohermen aus dem oberen Abschnitt des Trochitenkalks süddeutscher Prägung an. Ähnliche Riffe waren bereits von VOLLRATH (1955), GWINNER (1968) und HAGDORN (1978) aus den Trochitenbänken 3 und 4 (*atavus*-Zone) der Haßmersheimer Schichten und ihrer kalkigeren Äquivalente im Raum Crailsheim beschrieben worden (HAGDORN & OCKERT 1993).

Gerüstbildend wirkten in diesen Riffen übereinander gewachsene Klappen der austernartigen Terquemien *Enantiostreon difforme* und *Newaagia noetlingi* sowie lagenweise, besonders in den höheren Teilen der bis 1,8 m dicken Bioherme, inkrustierende Haftscheiben und kallös ummantelte basale Stielteile der Seelilie *Encrinus liliiformis* (HAGDORN 1978). Auf diesen Organismen siedeln gleichfalls festzementierte Muscheln wie *Placunopsis ostracina*, Röhrenwürmer („*Spirorbis*“ *valvata*), Foraminiferen sowie byssate Muscheln und artikulate Brachiopoden. HÜSSNER (1993) fand neben mehreren Mikroproblematika auch monaxone Schwammnadeln und schloß daraus, daß auch Schwämme zur Bildung des Riffgerüstes beitrugen. Hinweise auf Algen- oder Bakterienmatten als Riffbinder fehlen.

In den um zwei Ceratitenzonen jüngeren Biohermen von Künzelsau fanden sich die hier beschriebenen Dasycladaceen. Die Bioherme treten im Fundhorizont nicht selten auf. Zur Zeit läßt sich die Bank anstehend, aber fast unzugänglich, über ca. 100 m entlang der Steinbruchwand verfolgen. Auf dieser Strecke sind zwei Bioherme aufgeschlossen. Zu Zeiten des Abbaus waren mehrere Bioherme angefallen. Sie müssen ähnlich häufig gewesen sein wie die Riffe der *atavus*-Zone im Raum Crailsheim, für die HAGDORN (1978) bis zu 10 Bioherme pro 1000 m² ermittelte.

2.2 LITHOSTRATIGRAPHIE

Der Trochitenkalk Südwestdeutschlands wurde lithostratigraphisch anhand von zahlreichen Leitbänken gegliedert (z. B. VOLLRATH 1955, WIRTH 1957, SCHÄFER 1971, OCKERT 1988), die jedoch äußerst unterschiedliche regionale Reichweite haben. Den höchsten Leitwert, weil mit dem Leitbrachiopoden *Punctospirella fragilis* auch bei veränderter Fazies eindeutig gekennzeichnet, besitzt die *Spiriferina*-Bank, die im Profil Garnberg in Schicht 258 sicher identifizierbar ist (HAGDORN & SIMON 1993). Der Fundhorizont der Dasycladaceen liegt 6 m unter der *Spiriferina*-Bank, also im Oberen Trochitenkalk. Dessen Fazies unterscheidet sich im nordöstlichen Baden-Württemberg durch erhöhten Tongehalt und verringerte Mächtigkeit von der Ausbildung in Mittelwürttemberg und in Nordbaden. Obwohl im Raum Künzelsau noch mehrere Trochitenbänke auftreten, lassen sich diese nicht sicher mit dem mittelwürttembergischen Normalprofil (WIRTH 1957, SCHÄFER 1971) korrelieren, wie das im Gebiet des unteren Kochers noch weitgehend möglich ist (SKUPIN 1970). Selbst die sonst so charakteristischen Wellenkalkbänke sind in Künzelsau nicht mehr typisch ausgebildet. Infolgedessen wird die Identifizierung der darüberliegenden Trochitenbänke fast unmöglich. Dies zeigt auch die lithostratigraphische Interpretation des Profils Garnberg durch HAGDORN & SIMON (1985) und OCKERT (1988).

Auch wenn die wellig-flaserige bis gefaltete Schichtung der Wellenkalkbänke im Profil Garnberg nicht mehr ganz typisch ist, sprechen dort doch die direkt unter- und überlagernden Schill- bzw. Schill-Trochitenbänke dafür, im Fundhorizont der Dasycladaceen die Dachbank von Wellenkalkbank 2 zu sehen. Trochitenbank 8 (Deutung bei HAGDORN & SIMON 1985) müßte durch Blaukalke und Mergel von Wellenkalkbank 2 getrennt sein. Die Trochitenbank zwischen Wellenkalkbank 2 und

Spiriferina-Bank läßt sich mit keiner der in Mittelwürttemberg und am unteren Kocher ausgewiesenen Trochitenbänke 8 bis 12 korrelieren. Die Splitterkalkbänke mit ihrer typischen wellig-feinschichtigen Ausbildung fehlen im Profil Garnberg gleichfalls, weshalb es äußerst spekulativ ist, Schillkalkbänke im fraglichen Abschnitt auf die Schillkalk-Dachbänke der Splitterkalkbänke beziehen zu wollen. Weiter nach Osten setzt, einer allgemeinen Tendenz folgend, die Trochitenführung der Bänke über Trochitenbank 6 ganz aus (HAGDORN & SIMON 1985, OCKERT 1988).

2.3 BIOSTRATIGRAPHIE UND CHRONOSTRATIGRAPHISCHE EINSTUFUNG

Begünstigt durch die tonreiche Ausbildung des oberen Trochitenkalks im nordöstlichen Baden-Württemberg sind Ceratiten recht häufig und aus verschiedenen Profilen horizontiert belegt (WENGER 1957, HAGDORN & SIMON 1985, OCKERT 1988, URLICHS & MUNDLOS 1988). Besonders dicht mit Ceratiten beprobt ist das Profil Garnberg.

Um bei der schwierigen und von einer gewissen Subjektivität nicht ganz freien Bestimmung vergleichbare Ergebnisse zu si-

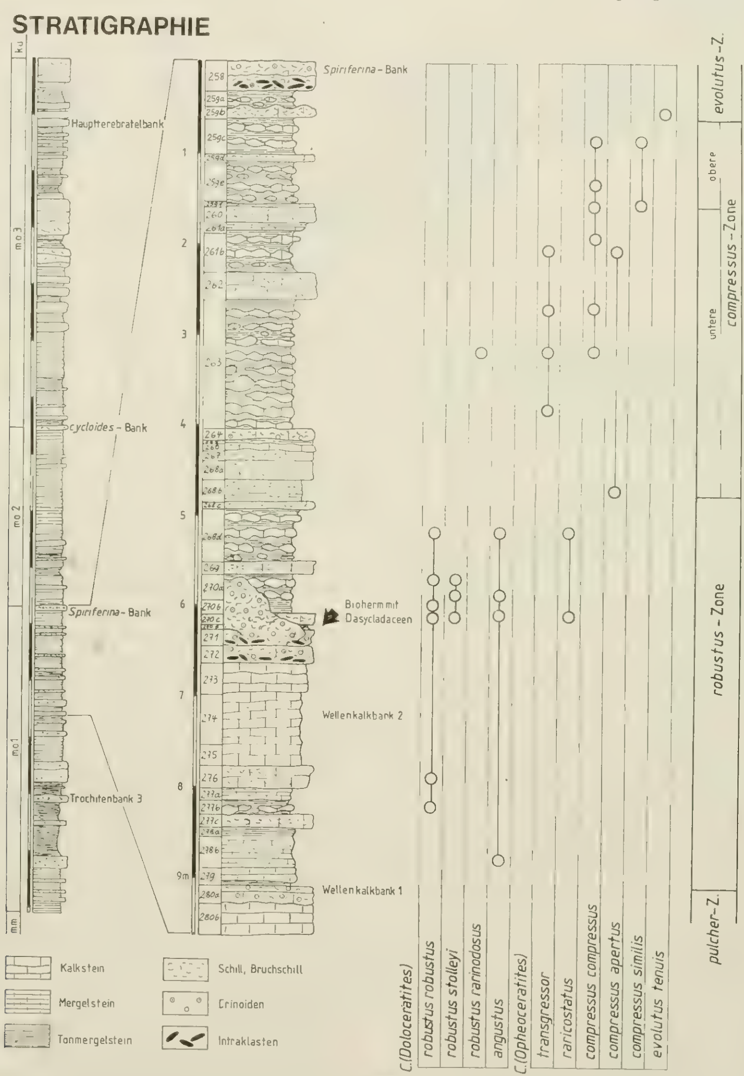


Abb. 2: Stratigraphie des Muschelkalk-Profils Künzelsau-Garnberg. Der Profilausschnitt liegt nach sequenzstratigraphischer Deutung von AIGNER & BACHMANN (1993) im oberen Teil des „transgressive systems tract" der zweiten Muschelkalksequenz. Die „maximum flooding surface" ist im Bereich von Tonhorizont beta, wenige Meter unter der *cycloides*-Bank anzunehmen. Die Anis/Ladin-Grenze liegt nach KOZUR (1974 a, b) an der Basis der *compressus*-Zone.

chern, wurde die Bestimmung des Garnberger Materials Herrn Dr. M. URLICHS übertragen. Damit sollte die Ceratiten-Biostratigraphie des Garnberger Referenzprofils mit anderen Profilen (URLICHS & MUNDLOS 1988, URLICHS & VATH 1990) besser vergleichbar gemacht werden.

Nach der Bestimmung von 50 horizontiert gesammelten Ceratiten aus dem Bereich von Schicht 278 b bis Schicht 259 a direkt im Liegenden der *Spiriferina*-Bank ergibt sich die in Abb. 2 dargestellte Verteilung. Demnach liegt der Dasycladaceen-Horizont im mittleren Teil der *robustus*-Zone, welche jedoch nach Neuetablierung der *pulcher*-Zone (vgl. URLICHS & VATH 1990) auf wenige Meter reduziert ist (4,2 m im Profil Garnberg). Die Basis der *compressus*-Zone - und damit der Mittleren Ceratitenschichten - liegt knapp 1,5 m über dem Dasycladaceen-Horizont. Eine Trennung von unterer und oberer *compressus*-Zone ist damit auch im Profil Garnberg deutlich (siehe URLICHS & MUNDLOS 1988).

Mikropaläontologische Proben aus dem Profilabschnitt von Schicht 278 b bis 258, im Sommer 1990 von Prof. Dr. H. MOSTLER genommen und untersucht, brachten keine verwertbaren Ergebnisse, die zur Diskussion der Einstufung des Profils beitragen könnten (mündl. Mitt. Prof. MOSTLER, 1991).

KOZUR (1974 a) legt die Anis/Ladin-Grenze, die in der Alpinen Trias kontrovers diskutiert wird (siehe KOZUR 1974 a, b), im Germanischen Muschelkalk an die Basis der *compressus*-Zone, wo die Untergattung *Progonoceratites* (von *Paraceratites*) sensu KOZUR stark zurücktritt und wo *Ceratites* sensu KOZUR erscheint.

Dazu ist zu bemerken, daß URLICHS & MUNDLOS (1978, 1987) *Progonoceratites* enger fassen und die Formenreihe *primitivus-pulcher-robustus* zum Subgenus *Doloceratites* stellen, die frühen einfachrippigen Ceratiten der *compressus*- und *evolutus*-Zone zum Subgenus *Opheoceratites*, und damit zum Genus *Ceratites*.

Nach KOZUR (1974 b: 61) liegt bei den Mikrofaunen der Hauptschnitt bereits in der *atavus*-Subzone (Grenze mo1 α/ mo1 ß), in der einige anisische Elemente aussterben und ladinische einsetzen. Für eine sichere Festlegung wäre nach KOZUR die genauere Einstufung des Fundhorizontes von *C. robustus* in Zibil (Rumänien) nötig. Sollte es sich dabei tatsächlich um oberstes Anis handeln, müßte man die gesamten Unteren Ceratitenschichten, wie von KOZUR (1974 a) vorgeschlagen, ins Anis stellen.

Palynologische Untersuchungen im Muschelkalk Oberfrankens (VISSCHER et al. 1993) rücken die Anis/Ladin-Grenze im Germanischen Becken mit dem Aussetzen des im alpinen Anis leitenden *Stellapollenites thiergartii* noch weiter nach oben, in den Bereich unter der *cycloides*-Bank.

Das Künzelsauer Dasycladaceen-Vorkommen läßt sich demnach zwar gut in das biostratigraphische Schema der Ceratiten-Zonen einordnen, es bestehen jedoch noch erhebliche Unsicherheiten und Widersprüche bei der Parallelisierung der Fundschichten mit der Alpinen Trias.

2.4 BESCHREIBUNG DER BIOHERME

Die Künzelsauer Riffe sind lateral scharf abgegrenzte, dicklinsenförmige Körper von maximal 1 m Durchmesser und 15 bis 60 cm Dicke, die einer trochitenführenden Biointrasparrudit-Bank (Schicht 271, Abb. 2) aufsitzen. Die Böschungswinkel betragen 10 bis 30°. Vom Biohermgerüst sind an seiner Oberfläche nur die Ränder der bis 10 cm großen *Newaagia*-Klappen zu sehen, welche als unregelmäßiges Polygonmuster die mikrosparitisch zementierten Zwickel dazwischen überragen. Die Zementationsfront rückte vom Biohermgerüst nach außen vor und setzt mit abrupter Grenze an den nicht verfestigten Mergeln der Deckschichten aus (Schicht 270).

Die Terquemien sind stellenweise dicht von juvenilen *Enantiostreon* (5-7 mm Durchmesser) oder von *Placunopsis ostracina* überkrustet. An einigen Stellen sitzen einzelne Haftscheiben oder kleine Gruppen von sich gegenseitig inkrustierenden basalen Stielabschnitten von *Encrinus liliiformis*, die wiederum von *Placunopsis*, *Enantiostreon* und *„Spirorbis"* bewachsen sein können. Das gesamte Biohermgerüst, besonders die Crinoidenwurzeln und die dickschaligen Terquemienklappen, sind von Bohrgängen völlig durchsetzt. Die durch hellen Blockzement ersetzten umkristallisierten Aragonitlagen der Terquemienklappen heben sich von den dunkleren mikrospariitischen Füllungen der Bohrgänge deutlich ab. Die etwa 1 mm dicken Gänge mit rundem Querschnitt gehören zu *Calciroda kraichgoviae*, einer Spur, die nach VOIGT (1975) vermutlich von Hufeisenwürmern (Phoronidea) erzeugt wurde. Auch kurze keulenförmige Gänge und Bohrtaschen von Cirripediern wurden beobachtet.

In Dünnschliffen finden sich gemeinsam mit Dasycladaceen relativ häufig *Spirorbis*-Röhren, die auf isolierten Molluskenklappen aufgewachsen sind.

Unter den sekundären Riffsiedlern dominiert *Plagiostoma striatum*; seltener sind *Entolium discites* und *Pleuronectites laevigatus* sowie der gleichfalls byssate *Septifer praecursor*. Von *Coenothyris vulgaris* wurden nur vereinzelt Schalenreste gefunden.

In den Zwickeln zwischen den großen Terquemien sammelten sich im Kalkschlamm Einzelklappen der oben genannten Sekundärsiedler sowie Schill von grabenden Weichbodenbewohnern wie *Palaeonucula goldfussi*, *Palaeoneilo elliptica*, *Myophoria vulgaris* und anderen, im Schliff nicht näher bestimmbaren Muscheln sowie Röhren des Scaphopoden *Laevidentalium laeve*. Diese Fauna dürfte sowohl in den Schlammgründen zwischen den Biohermen als auch in den schlammgefüllten Zwickeln abgestorbener Biohermteile gelebt haben. In der Flanke eines Bioherms, das sich im Sommer 1989 aus der Steinbruchwand gelöst hatte, fanden sich zerfallene Gehäuse, Gehäuseteile, Stacheln und Laternen des großen regulären Seeigels *„Cidarites" grandaevus*. Dieser graste die Oberfläche des festen Bioherms ab. Nicht selten sind in Schicht 270 Ceratiten, deren Steinkerne besonders häufig in leeseitigen (?) Flanken der Bioherme gefunden wurden.

Die Riffe gehen lateral direkt über der Schillkalkbank (Biointrasparrudit), von der sie aufwachsen, in Tonmergelstein über (Schicht 270 d), der sie zur Entstehungszeit als Ton-Kalkschlamm umgab. Limonitisierte Intraklasten an der Oberfläche von Schicht 271 belegen Aufarbeitung durch Stürme. Darüber folgt als Lateralfazies der Bioherme aus der Phase ihrer größten Ausdehnung ein Bruchschillkalk (Schicht 270 c), der direkt in

das Bioherm übergeht. Weiter nach oben folgen 14 cm blätteriger Tonmergelstein (Schicht 270 b), der sich nach oben in 30 cm bröckeligen bis feinknauerigen, sehr tonreichen Calcilutit mit Feinschill (wackestone) fortsetzt (Schicht 270 a). Die Ablagerung des tonigen Kalkschlamms dürfte so rasch erfolgt sein, daß das Biohermwachstum die Sedimentation nicht mehr kompensieren konnte. Anbohrung und erneute Inkrustation des Biohermgerüstes belegen, daß dieses längere Zeit freigelegt war. Entsprechend dem von SEILACHER (1986) vorgestellten Modell waren wohl auch diese Muschelkalkriffe zeitweilig von Schlamm bedeckt und unbelebt, um dann nach ereignisbedingter Freilegung rasch wieder durch Larven inkrustierender Organismen aktiviert zu werden. Die Dasycladaceen stammen aus der Phase der letzten Inkrustation, sie hätten eine Freilegung nicht überstanden. Aufgrund verstärkter Kompaktion der unverfestigten Flankensedimente wurde Schicht 269 in den Biohermflanken tiefer nach unten gepreßt als über dem Bioherm. An dessen Oberfläche bildeten sich Setzungsharnische.

Aufbewahrung des untersuchten Materials: Handstücke aus dem Bioherm, die Begleitfauna und die zur Datierung herangezogenen Ceratiten werden im Muschelkalkmuseum Hagdorn Ingelfingen (MHI) aufbewahrt. Die Algen-Schliffe wurden in der Bayerischen Staatssamlung für Paläontologie und historische Geologie in München hinterlegt.

2.5 BESCHREIBUNG DER DASYCLADACEEN

Chlorophyta
Dasycladales
Seletonellaceae (KORDE, 1950) BASSOULLET et al., 1975
Mastoporeae (PIA, 1920) DELOFFRE, 1988
Griphoporella PIA, 1915

Griphoporella künzelsauensis n. sp.
Taf. 1, Fig. 3-7; Taf. 2

Typus: Holotypus ist das auf Tafel 1, Fig. 6 abgebildete Exemplar in Schliff A.

Locus typicus: Stillgelegtes Schotterwerk Künzelsau-Garnberg der HOHENLOHER SCHOTTERWERKE GmbH & Co. KG (TK 25 von Baden-Württemberg, Blatt 6724 Künzelsau, R = 3551500, H = 5460800).

Stratum typicum: Muschel/Crinoiden-Bioherm im oberen Abschnitt des Trochitenkalkes, Oberer Muschelkalk. Mittlerer Teil der *Ceratites robustus*-Zone. Oberes Anis (Illyr), untere Mitteltrias.

Derivatio nominis: Nach der Stadt Künzelsau, Württemberg.

Material: 7 Großschliffe mit insgesamt etwa 120 Dasycladaceen-Schnitten.

Diagnose: Auffallend kleine, nichtverzweigte Thalli. Gestalt schlauchförmig und kugelig. Möglicherweise bestanden die Thalli aus übereinandergesetzten Segmenten. Große zylindrische Stammzelle. Unterschiedlich dicke periphere Verkalkung (Wände) mit wenigen, aspondyl angeordneten Zweigen erster Ordnung. Gestalt der Äste zylindrisch, zum Teil gegen außen schwach verjüngt.

Beschreibung: Es handelt sich um sehr einfach gebaute, auffallend kleine schlauchförmige oder kugelige Thalli, die in Anhäufungen (Taf. 2, Fig. 5, 6) in der mikritischen Matrix des Bioherms liegen. Viele Thalli sind kompaktiert (Taf. 2, Fig. 5). Meist sind nur kreisförmige Querschnitte zu beobachten (Taf. 2, Fig. 2, 6). Einige im Umriß elliptische Längsschnitte zeigen jedoch, daß die Schlauchabschnitte wahrscheinlich eingeschnürt waren (Taf. 2, Fig. 3). Im Vergleich mit dem großen Durchmesser des axialen Hohlraumes ist die verkalkte Wand relativ dünn. Der Axialröhrendurchmesser erreicht 70 %, bei den geringverkalkten Exemplaren etwa 90 % des Gesamtdurchmessers. Neben relativ stark verkalkten Thalli treten auch auffallend schwach verkalkte Exemplare mit sehr dünnen Wänden (Taf. 2, Fig. 5, 7, 9) auf.

Tangentialschnitte lassen keine Ordnung der Äste in Wirteln erkennen (Taf. 2, Fig. 1). Die Äste sind unregelmäßig (aspondyl) verteilt. Die Gestalt der Äste ist meist zylindrisch, die Dicke der Äste schwankt stark. Einige Äste sind distal geringfügig verjüngt, entsprechen aber kaum den acrophoren oder piriferen Asttypen. Distale Verzweigungen fehlen. Demnach handelt es sich nur um Äste 1. Ordnung.

Gametangien wurden nicht beobachtet.

Abmessungen: Thallus-Durchmesser (D): 0.32 bis 0.58, meist 0.40-0.55 mm

Länge der Thalli: 1.5 bis 2.7 mm

Durchmesser des axialen Hohlraumes (d): 0.25 bis 0.36 mm

Verhältnis d/D: 60-70 %, meist um 70 %, bei dünnwandigen Exemplaren bis 90 %

Durchmesser der (selten sichtbaren) Stammzelle: etwa 0.20 mm

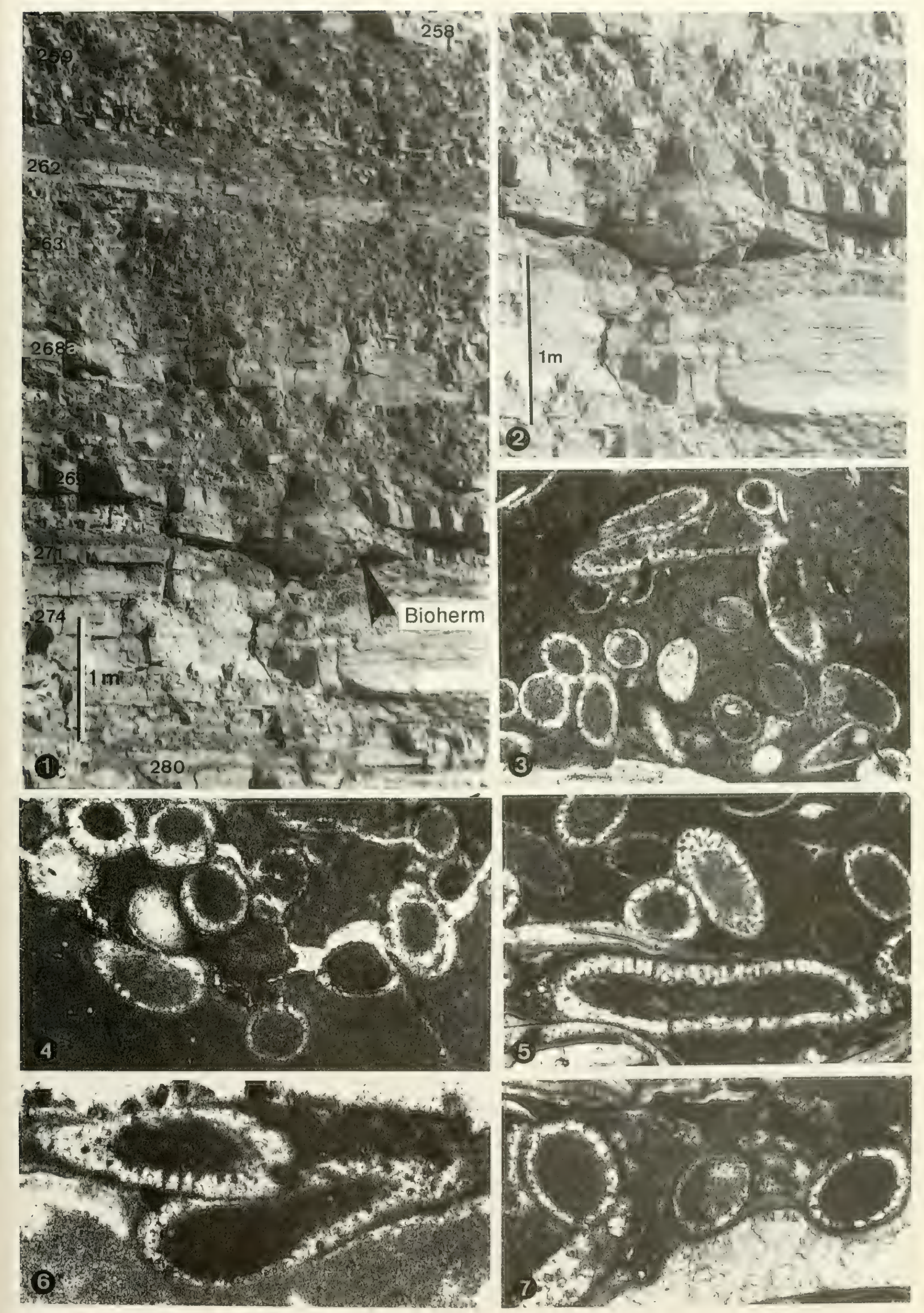
Poren (Ast)-Durchmesser: 0.04-0.06 in schwach verkalkten Thalli, 0.20-0.40 mm in stark verkalkten Thalli.

Tafel 1 Muschelkalk-Steinbruch Garnberg, Künzelsau, Württemberg: Fundpunkt von *Griphoporella künzelsauensis* n. sp.

Fig. 1 Oberer Trochitenkalk. Der Pfeil weist auf das Muschel/Crinoiden-Bioherm, in dessen mikritischer Matrix Dasycladaceen auftreten. Die Bank 280 entspricht der Wellenkalkbank 1, die Bank 274 der Wellenkalkbank 2. Die Bank 271 bildet die Basis des Bioherms, das von Bank 269 überdeckt wird. Vergleiche Abb. 2.

Fig. 2 Ausschnitt mit der Wellenkalkbank 2 und dem algenführenden Bioherm.

Fig. 3-7 *Griphoporella künzelsauensis* n. sp. - Fig. 3-4: Gehäuft auftretende Querschnitte von wahrscheinlich kugelförmigen, verschieden stark verkalkten Thalli. Fig. 3: Schliff A, x 18; Fig. 4: Schliff G, x 25. Fig. 5: Längs- und Schrägschnitte mit zylindrischen und distal leicht verjüngten Astporen. Schliff B. x 30. Fig. 6: Holotypus von *Griphoporella künzelsauensis* n. sp. Schliff A, x 35. Fig. 7: Verschieden stark verkalkte Querschnitte. Schliff A, x 35.


258
259
262
263
268
269
271
274
Bioherm
1 m
280
1m

Diskussion und Vergleiche: Die Thalli sind nach Gestalt und Ausbildung der Äste auffallend einfach entwickelt. Dies steht im Widerspruch zu den im allgemeinen komplexgebauten, bisher aus dem Muschelkalk bekannten Dasycladaceen.

Folgt man der von DELOFFRE (1988) vorgeschlagenen (in Einzelheiten umstrittenen, siehe BERGER & KAEVER 1992) Klassifikation der Dasycladales, so können die hier beschriebenen Algen aufgrund der aspondylen Anordnung der Äste nur der von BASSOULLET et al. (1975) neugefaßten Gruppe der Sellotonellaceae zugeordnet werden. Diese Gruppe umfaßt paläozoische und mesozoische Teilgruppen, unter welchen für die Bestimmung der Algen aus Künzelsau aufgrund der Gestalt der Thalli und der Äste die Mastoporeae und hier die Gattung *Griphoporella* PIA in Frage kommen.

Leider ist *Griphoporella* eine merkmalsarme und daher ungenügend definierte Gattung. Nach der revidierten Diagnose (BASSOULLET et al. 1978) handelt es sich um sehr dünne, verkalkte Thalli mit einem weiten Axialkanal und aspondyl angeordnten Primärzweigen. Die Gattung stellt eine Sammelgruppe für unverzweigte und nicht gegliederte mesozoische Dasycladaceen mit geringer oder unterschiedlicher Verkalkung, variabler Thallusgestalt und schlecht definierter (aspondyler) Anordnung der Äste dar (KAMPTNER 1956, OTT 1974). Die Gattung ist in der alpinen Obertrias weit verbreitet (FLÜGEL 1975), wurde jedoch auch aus dem Jura und der Kreide beschrieben. Mitteltriadische Vorkommen wurden seltener gemeldet (z. B. DRAGASTAN & POPA 1973).

Bei einem Vergleich der Dasycladaceen aus Künzelsau mit den bisher bekannten Arten ergeben sich deutliche Unterschiede, die insbesondere in den auffallend geringen Dimensionen der Muschelkalk-Algen liegen. *Griphoporella curvata* aus der Obertrias ist durch sehr große Thalli charakterisiert (D = 1.1 bis 4.2 mm), der Verhältniswert d/D schwankt zwischen 70 und 90 %. Zudem sind die in ihrer Gestalt variablen Poren bei der obertriadischen Art häufig distal verbreitert. Die mitteltriadische Art *G. gümbeli* unterscheiden sich abgesehen von den Abmessungen durch den Besitz von nach außen verdickten Ästen.

Von Interesse ist die unterschiedliche Verkalkung der Muschelkalk-Dasycladaceen: Bei rezenten Dasycladaceen wird der Grad der Verkalkung durch Lichtintensität und Wassertemperatur gesteuert. Stärkere, saisonale Schwankungen in der Wassertemperatur (ROUND 1981) können für unterschiedliche starke Verkalkung der beschriebenen Dasycladaceen verantwortlich gewesen sein.

3. SEQUENZSTRATIGRAPHISCHE EINORDNUNG DER DASYCLADACEEN-FUNDPUNKTE

U nter Berücksichtigiung der sequenzstratigraphischen Interpretation von AIGNER & BACHMANN (1993) repräsentiert die Oberfläche von Schicht 271 mit dem Bioherm die „maximum flooding surface“ einer „high frequency sequence“. Dafür sprechen die Faunendiversität, insbesondere die Diversität euhaliner Formen, die erosive Oberfläche (Intraklasten) und die langanhaltende Omission, die zumindest in der Anfangsphase des Biohermwachstums erforderlich war, um das Epibenthos vor Überschlammung zu schützen (transgressive lag). Im folgenden „highstand systems tract“ rückten die vorher am Bekkenrand zurückgehaltenen Ton-Kalkschlamm-Absätze vor und erstickten die Bioherme. Durch die erhöhte Eigenproduktion an Biogenmaterial in der Phase der maximalen Biohermgröße wurde die Schillkalkbank (Schicht 270 c) akkumuliert.

Die Besiedelung mit Dasycladaceen kann demnach in die Phase maximaler Überflutung gestellt werden, was das Verständnis einer Floreneinwanderung von Südwesten durch die Burgundische Pforte erleichtern würde. Ohnehin liegt der Obere Trochitenkalk in der übergeordneten zweiten Muschelkalksequenz im „transgressive systems tract“ (AIGNER & BACHMANN 1993). In diesem Abschnitt liegen die ökostratigraphischen Leithorizonte, die durch kurzfristige Einwanderer aus der Tethys gekennzeichnet sind, z. B. *Spiriferina*-Bank und *reticulata*-Bank (HAGDORN & SIMON 1993).

Von den drei bislang bekannten Dasycladaceen-Vorkommen des Oberen Muschelkalks liegt der Künzelsauer Fundhorizont am weitesten entfernt von der Burgundischen Pforte, gleichzeitig aber sequenzstratigraphisch am nächsten zur

Tafel 2 Dasycladaceen aus dem Oberen Muschelkalk des Hohenloher Landes: *Griphoporella künzelsauensis* n. sp.

Fig. 1 Thallus-Schrägschnitt. Aspondyle Anordnung der Astquerschnitte. Schliff D. x 50.

Fig. 2 Thallus-Querschnitte. Stark verkalkter Thallus. Dicke zylindrische Äste. Schliff B. x 65.

Fig. 3 Schräger Längsschnitt eines schlauchförmigen, schwach segmentierten Thallus. Schliff B. x 50.

Fig. 4 Schrägschnitt. Die Wand besteht aus grobgranularem Kalzit. Schliff G. x 70.

Fig. 5 Dasycladaceenlängs- und Querschnitte, zusammen mit Schalenresten. Beachte die unterschiedliche Verkalkung der Thalli. Schliff B. x 30.

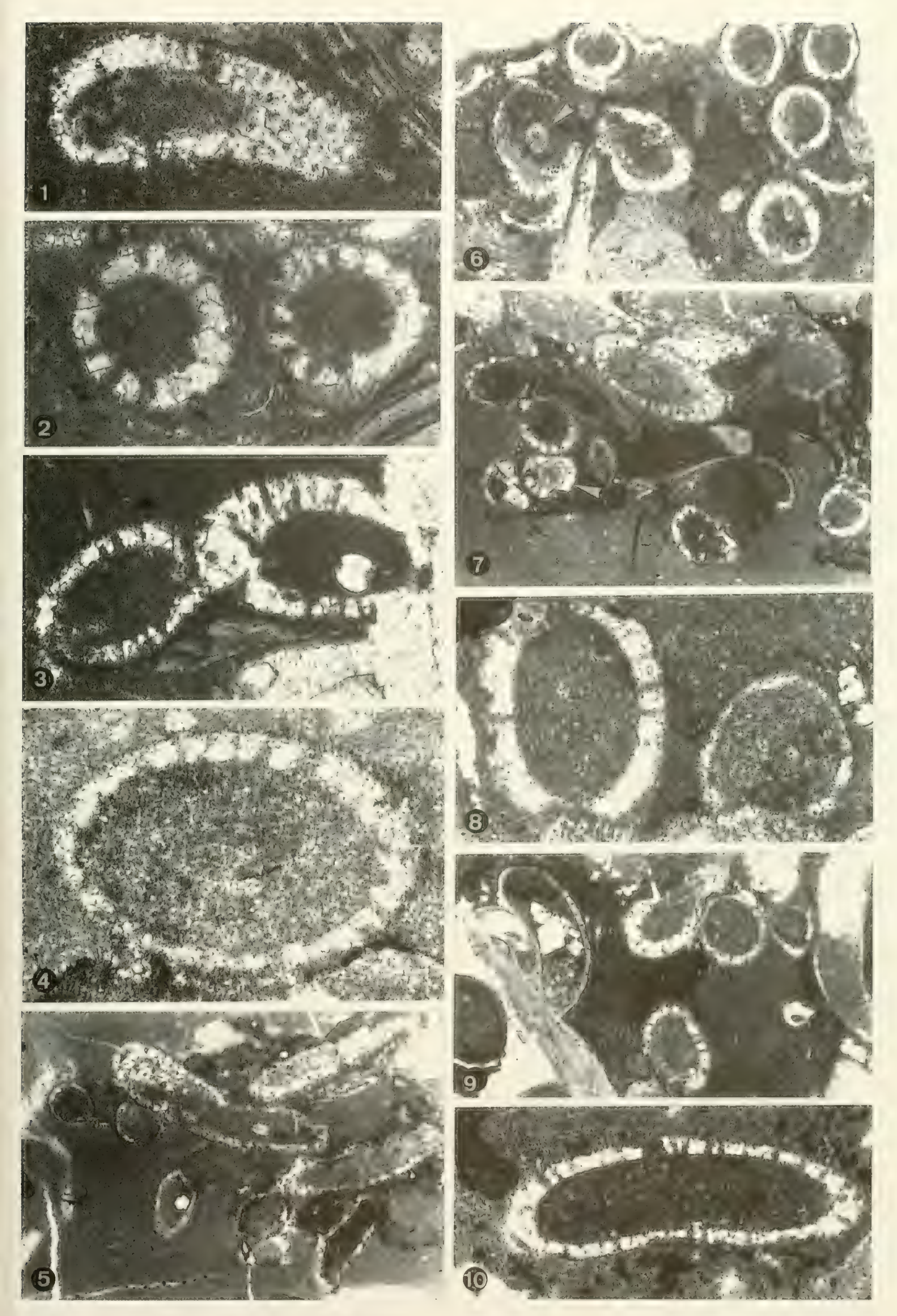
Fig. 6 Die Dasycladaceen treten gehäuft auf. Reste der Stammzelle sind selten (Pfeil). Schliff A. x 25.

Fig. 7 Toniger Biomikrit mit Dasycladaceen und Molluskenschalen. Links unten Querschnitt mit Stammzelle. Schliff C. x 25.

Fig. 8 Stark und schwach verkalkte Thalli mit auffallend großen Axialräumen. Schliff A. x 60.

Fig. 9 Verschieden stark verkalkte Dasycladaceen, zusammen mit *„Spirorbis“* (links). Schliff G. x 25.

Fig. 10 Längsschnitt. Beachte die unterschiedliche Gestalt der Astdurchbrüche. Schliff B. x 42.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

„maximum flooding surface", die wohl eher im Bereich der *spinosus-* und *postspinosus*-Zone lag als im Bereich der *cycloides*-Bank, wie von Aigner & Bachmann (1993) angenommen. Das Vorkommen am Schwarzwaldrand liegt ganz am Anfang des „transgressive systems tract" und repräsentiert die erste vollmarine Immigration nach der Salinarphase des Mittleren Muschelkalks. Das Vorkommen aus dem Mittleren Muschelkalk Lothringens muß stratigraphisch noch eingehend geprüft werden, denn es gibt Hinweise dafür, daß die Grenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk am westlichen Beckenrand stark diachron ist (Hagdorn & Duringer, in Vorb.). Danach wäre das Vorkommen in eine lagunäre Randfazies der tieferen Unteren Ceratitenschichten zu stellen, also zeitlich zwischen das Schwarzwälder und das Hohenloher Vorkommen.

Eine weitere Suche nach Dasycladaceen im Oberen Muschelkalk dürfte insbesondere im Südwesten des bisher bekannten Verbreitungsgebietes Erfolg versprechen. Allerdings sind dort durch die starke Dolomitisierung die Erhaltungsbedingungen weniger günstig.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Aigner, T. & Bachmann, G. H. (1993): Sequence Stratigraphy of the German Muschelkalk. - In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (Hrsg.), Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. - Sonderbände. Ges. Naturkunde Württemberg, **2**; 15–18, 2 Abb. Stuttgart, Korb (Goldschneck).

Assmann, P. (1925): Die Fauna der Wirbellosen und die Diploporen der oberschlesischen Trias mit Ausnahme der Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Korallen. - Jb. Preuß. geol. Landesanst., **46**: 504-527, 2 Taf., 1 Abb.; Berlin.

Assmann, P. (1944): Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 2. Muschelkalk. - Abh. Reichsamt Bodenforsch. [N. F.] **208**: 1-124, 8 Taf., 1 Tab.; Berlin.

Bassoullet, J. P., Bernier, P., Conrad, M. A., Deloffre, R. & Jaffrezzo, M. (1978): Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. - Geobios, Mém. spéc., **2**: 330 S., 40 Taf.; Lyon.

Benecke, E. W. (1898): *Diplopora* und einige andere Versteinerungen im elsass-lothringischen Muschelkalk. - Mitt. geol. Landesanst. Elsass-Lothringen, **4**: 277-285, 2 Abb.; Straßburg.

Berger, S. & Kaever, M. J. (1992): Dasycladales. An illustrated monograph of a fascinating algal order. - 247 S.; Stuttgart, New York (Thieme).

Bystricky, J. (1964): Slovensky kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. - 204 S., 38 Taf.; Bratislava (Ustredny ustav geol.).

Bystricky, J. (1986): Stratigraphic ranging and zonation of dasycladal algae in the West Carpathians Mts., Triassic. - Mineralia slov., **18** (4): 289-321, Bratislava.

Deloffre, R. (1988): Nouvelle taxonomie des algues Dasycladales. - Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **12**: 165-217; Pau.

Dragastan, O. (1981): Mesozoic Dasycladaceae from Romania: Distribution and biostratigraphical importance. - Facies, **4**: 165-196; Erlangen.

Dragastan, O. & Popa, E. (1973): Alge si foraminifere triasice (Anisian-Ladinian) din estul Padurii Craiului (Muntii Apuseni). - Stud. Cerc. Geol. Geofiz., Ser. Geol., **18** (2): 425-442, 22 Taf.; Bucuresti.

Eck, H. (1862): Ueber den Opatowitzer Kalkstein des oberschlesischen Muschelkalks. - Z. deutsch. geol. Ges., **14**: 288-311; Berlin.

Eck, H. (1865): Ueber die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. - 149 S., 2 Taf.; Berlin (R. Friedländer u. Sohn).

Elliott, G. F. (1977): Inferred isocrymal distribution of Jurassic dasycladacean Algae in Europe, north Africa and southeastern Asia. - J. Geol. Soc., **133**: 363-373, 6 Abb.; London.

Elliott, G. F. (1981): The Tethyan dispersal of some chlorophycean algae subsequent to the Palaeozoic. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **32**: 341-358, 8 Abb.; Amsterdam.

Elliott, G. F. (1982): Calcareous algae and Middle Jurassic facies of southern England. - Geol. Mag., **119**: 309-313; London.

Elliott, G. F. (1984): Climatic tolerance in some aragonitic green algae of the post-Palaeozoic. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **48**: 163-169; Amsterdam.

Flügel, E. (1975): Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediterranen Obertrias. - Verh. Geol. Bundesanst., **1975** (2-3): 297-346, 4 Taf., 11 Tab.; Wien.

Flügel, E. (1990): Triassic and Jurassic marine calcareous algae: a critical review. - In: Riding, R. (Hsg.), Calcareous Algae and Stromatolites, 481-503, 8 Abb.; Berlin (Springer).

Gazdzicki, A. & Kowalski, W. R. (1974): Green algae *Aciculella* Pia from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. (Poland). - Bull. Acad. Polonaise Sci., **22** (1): 27-32, 2 Taf., 3 Abb.; Krakov.

Gümbel, C. W. (1872): Die sogenannten Nulliporen (*Lithothamnium* und *Dactylopora*) und ihre Beteiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. - Abh. k. bayer. Akad. Wiss. II Kl., **11**: 231 S.; München.

Gwinner, M. P. (1968): Über Muschel/Terebratel-Riffe im Trochitenkalk (Oberer Muschelkalk, mo1) nahe Schwäbisch Hall und Besigheim (Württemberg). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1968**: 338-344, 4 Abb.; Stuttgart.

Hagdorn, H. (1978): Muschel/Krinoiden-Bioherme im Oberen Muschelkalk (mo1, Anis) von Crailsheim und Schwäbisch Hall (Südwestdeutschland). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **156**: 31–86, 25 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

Hagdorn, H. (Ed. in cooperation with T. Simon & J. Szulc) (1991): Muschelkalk. A Field Guide. - 80 S., 78 Abb., 1 Tab.; Korb (Goldschneck)

Hagdorn, H. & Ockert, W. (1993): *Encrinus liliiformis* im Trochitenkalk Süddeutschlands. - In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (Hrsg.), Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. Sonderbände. Ges. Naturk. Württemberg, **2**: 245–260, 10 Abb.; Stuttgart, Korb (Goldschneck).

Hagdorn, H., Horn, M. & Simon, T. (1993): Vorschläge für eine lithostratigraphische Gliederung und Nomenklatur des Muschelkalks in Deutschland. - In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (Hrsg.), Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. Sonderbände. Ges. Naturk. Württemberg, **2**: 39-46, 1 Tab.; Stuttgart, Korb (Goldschneck).

Hagdorn, H. & Simon, T. (1985): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. - 186 S., 125 Abb., 1 Tab., 3 Beil.; Sigmaringen (Thorbecke) [2. verb. u. verm. Auflage 1988].

Hagdorn, H. & Simon, T. (1993): Ökostratigraphische Leitbänke im Oberen Muschelkalk. - In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. - Sonderbände. Ges. Naturkunde Württemberg, **2**: 193–208, 10 Abb.; Stuttgart, Korb (Goldschneck).

Hohenstein, V. (1913): Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östlichen

Schwarzwaldrand.- Geol. paläont. Abh. [N. F.], **12** (1): 173-272, 8 Taf., 12 Abb.; Jena.

HUSSNER, H. (1993): Rifftypen im Muschelkalk Süddeutschlands. - In HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. - Sonderbände. Ges. Naturkunde Württemberg, **2**: 261–269, 5 Abb.; Stuttgart, Korb (Goldschneck).

KAMPTNER, E. (1956): Über ein Vorkommen der Dasycladaceen-Spezies *Griphoporella curvata* (GÜMBEL) PIA in der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen. - Verh. Geol. Bundesanst., **1956** (1): 143–146; Wien.

KOZUR, H. (1974 a): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. - Freiberger Forschungshefte, (C), **280** (1): 1-56, **280** (2): 1-71, **280** (3): 9 Anl. (= 12 Tab.); Leipzig.

KOZUR, H. (1974 b): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. - Freiberger Forschungshefte, (C), **298**: 139-197, 2 Tab.; Leipzig.

OCKERT, W. (1988): Lithostratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalks (Unterer Hauptmuschelkalk, mo1) im Raum Hohenlohe. - In: HAGDORN, H. (Hrsg.): Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim. Zur Erinnerung an Hofrat RICHARD BLEZINGER (= Sonderbände. Ges. Naturkunde Württemberg, **1**), 43-69, 6 Abb.; Stuttgart, Korb (Goldschneck)'

OTT, E. (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141** (1): 81-115, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

OTT, E. (1974): Algae (Dasycladaceae). - Catalogus Fossilium Austriae. Ein systematisches Verzeichnis aller auf österreichischem Gebiet festgestellten Fossilien, Heft **XVII b**: 64 S., 3 Tab.; Wien.

PIA, J. (1926): Die Diploporen der deutschen Trias und die Frage der Gleichsetzung der deutschen und alpinen Triasstufen. - Z. deutsch. geol. Ges., **78**: 192-201; Berlin.

PIA, J. (1930): Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. - 252 S.; Leipzig, Wien (Deuticke).

PIA, J. (1931): Die Dasycladaceen der germanischen Trias. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **63**: 265-279, Taf. 21; Wien.

ROUND, F. E. (1981): The Ecology of Algae. - Cambridge (University Press).

SCHAFER, K. A. (1971): Zur stratigraphischen Stellung der *Spiriferina*-Bank (Hauptmuschelkalk) im nördlichen Baden-Württemberg.- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N. F.], **53**: 207-237, 7 Abb.; Stuttgart.

SEILACHER, A. (1986): The Jeram Model: Event Condensation in a Modern Intertidal Environment. - In: BAYER, U. & SEILACHER, A. (Hrsg.), Sedimentary and Evolutionary Cycles. - Lecture Notes in Earth Sciences, **1**: 336-341, 2 Abb.; Berlin.

SKUPIN, K. (1970): Feinstratigraphische und mikrofazielle Untersuchungen im Unteren Hauptmuschelkalk des Neckar-Jagst-Kochergebietes. - Jahresber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N. F.], **51**: 87-118, 8 Taf., 18 Abb., 33 Tab., Stuttgart.

URLICHS, M. & MUNDLOS, R. (1980): Revision der Ceratiten aus der *atavus*-Zone (Oberer Muschelkalk, Oberanis) von SW-Deutschland. - Stuttgarter Beitr. Naturkde. (B), **48**: 42 S., 4 Taf., 7 Abb.; Stuttgart.

URLICHS, M. & MUNDLOS, R. (1985): Revision der Gattung *Ceratites* deHaan 1825 (Ammonoidea, Mitteltrias). I. - Stuttgarter Beitr. Naturkunde, (B), **128**: 36 S., 16 Abb.; Stuttgart.

URLICHS, M. & MUNDLOS, R. (1990): Zur Ceratiten-Stratigraphie im Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) Nordwürttembergs. - Jh. Ges. Naturkunde Württemberg, **145**: 59-74, 2 Abb., 2 Taf., Stuttgart.

URLICHS, M. & VATH, U. (1990): Zur Ceratiten-Stratigraphie im Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) bei Göttingen (Südniedersachsen). - Geol. Jb. Hessen, **118**: 127-147, 1 Abb., 1 Tab., 7 Taf.,; Wiesbaden.

VISSCHER, H., BRUGMAN, W. A. & VAN HOUTE, M. (1993): Chronostratigraphical and Sequence Stratigraphical Interpretation of the Palynomorph Record from the Muschelkalk of the Obernsees Well, South Germany. - In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. - Sonderbände. Ges. Naturkunde Württemberg, **2**: 145–152, 4 Abb. Stuttgart, Korb (Goldschneck).

VOIGT, E. (1975): Tunnelbaue rezenter und fossiler Phoronidea. - Paläont. Z., **49**: 135-167, Taf. 11-18, 2 Abb.; Stuttgart.

VOLLRATH, A. (1955): Zur Stratigraphie des Trochitenkalkes in Baden-Württemberg. - Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **1**: 169-189, 1 Abb.; Freiburg/Br.

WENGER, R. (1957): Die Germanischen Ceratiten. - Palaeontographica, A **108**: 57-129, Taf. 8-20, 44 Abb., 17 Tab.; Stuttgart.

WIRTH, W. (1957): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalkes im nordwestlichen Baden-Württemberg. - Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **2**: 135-173, Abb. 18-30, Tab. 8-9; Freiburg/Br.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	105–122	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Systematic position and palaeoecology of the Upper Jurassic to Tertiary alga *Marinella lugeoni* PFENDER

By

REINHOLD R. LEINFELDER & WINFRIED WERNER*)

With 5 Text-figures, 1 Table and 3 Plates

ABSTRACT

The alga *Marinella lugeoni* PFENDER commonly occurs in Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments, and is known until the Oligocene. Originally described as a cyanophyte, most authors attributed the alga to the codiaceans whereas some reckoned a solenoporacean character. Features detected in the rich material from the Portuguese Upper Jurassic support a red algal character and reveal close relationships to the corallinaceans. Criteria for such interpretation are: (1) The microcrystalline character of tissue walls, (2) noticeable enrichment of Mg and lack of Sr indicating an originally Mg-calcite skeleton, (3) the small size of filaments which are subdivided by horizontal walls and occasionally bifurcate, (4) partial tissue differentiation, resulting in the development of an epithallial layer and probably of megacells, (5) auto-dissolution of skeletal material resulting in voids with pores which can be interpreted as reproductive organs, and (6) the frequent rhodolite growth form.

The simple structure of most of the thallial tissue and the radial arrangement of cell threads in *Marinella* are also features of solenoporacean red algae. Despite its similarities with both corallinaceans and solenoporaceans *Marinella* should not be taken as a ‚missing link‘. The longevity of the relative simple tissue features of *Marinella* indicates that corallinaceans did neither develop from solenoporaceans nor from *Marinella* but probably had a common, possibly uncalcified ancestor with *Marinella*.

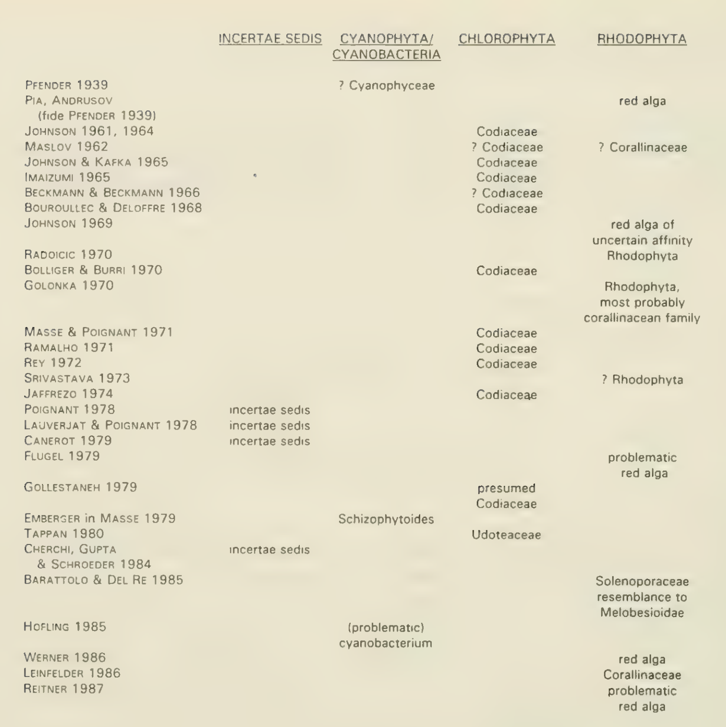
Marinella occurs in a wide variety of marine shallow-water environments, but is most frequent in particle-rich, partly clayey limestones. It also occurs in settings of fluctuating salinities, where it indicates the more marine phases. Its success in highly abrasive settings such as unstabilized, quartz-rich ooid sands seems to be related to a high regeneration ability, a pathway which is followed by modern coralline algae.

1. INTRODUCTION

The alga *Marinella lugeoni* PFENDER is a common constituent of Upper Jurassic and Cretaceous shallow-water sediments of Europe (e. g. BERTHOU & POIGNANT 1969, BOUROULLEC & DELOFFRE 1968, BOLLIGER & BURRI 1970, LAUVERJAT & POIGNANT 1978, MISIK 1979, PEYBERNÉS 1979, RADOICIC 1970, RAMALHO 1971, 1981, REY 1972), the Middle and Far East (GOLLESSTANEH 1979, IMAIZUMI 1965), Africa (POIGNANT & LOBITZER 1962) as well as of North and Central America (BECKMANN & BECKMANN 1966, BENGTSON & BERTHOU 1982, JOHNSON 1961, 1969, JOHNSON & KASKA 1965). BERTHOU & POIGNANT (1980) mention the alga also from Eocene sediments and, according to MOUSSAVIAN (1992: 132; pers. commun. 1992), *Marinella lugeoni* still occurs in the Oligocene of the Alpine region. Attributions to this taxon recorded from rocks older than Upper Jurassic (PFENDER 1939: Bajocian - Bathonian of the Middle East; DIACONU & DRAGASTAN 1969: Upper Triassic of Romania) seem to be doubtful.

The holotype of *Marinella lugeoni* is derived from Spanish bedrocks of previously presumed Early Jurassic age (PFENDER 1939). However, according to FOURCADE (pers. commun., cited in RAMALHO 1971: 174; see also BARATTOLO & DEL RE 1985: 206) these rocks rather are to be attributed to the Late Jurassic.

*) Prof. Dr. REINHOLD R. LEINFELDER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart, Herdweg 51, D-70174 Stuttgart; Dr. WINFRIED WERNER, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str.10, D-80333 München.



	INCERTAE SEDIS	CYANOPHYTA/ CYANOBACTERIA	CHLOROPHYTA	RHODOPHYTA
PFENDER 1939		? Cyanophyceae		
PIA, ANDRUSOV (fide PFENDER 1939)				red alga
JOHNSON 1961, 1964			Codiaceae	
MASLOV 1962			? Codiaceae	? Corallinaceae
JOHNSON & KAFKA 1965			Codiaceae	
IMAIZUMI 1965			Codiaceae	
BECKMANN & BECKMANN 1966			? Codiaceae	
BOUROULLEC & DELOFFRE 1968			Codiaceae	
JOHNSON 1969				red alga of uncertain affinity
RADOICIC 1970				Rhodophyta
BOLLIGER & BURRI 1970			Codiaceae	
GOLONKA 1970				Rhodophyta, most probably corallinacean family
MASSE & POIGNANT 1971			Codiaceae	
RAMALHO 1971			Codiaceae	
REY 1972			Codiaceae	
SRIVASTAVA 1973				? Rhodophyta
JAFFREZO 1974			Codiaceae	
POIGNANT 1978	incertae sedis			
LAUVERJAT & POIGNANT 1978	incertae sedis			
CANEROT 1979	incertae sedis			
FLUGEL 1979				problematic red alga
GOLLESTANEH 1979			presumed Codiaceae	
EMBERGER in MASSE 1979		Schizophytoides		
TAPPAN 1980			Udoteaceae	
CHERCHI, GUPTA & SCHROEDER 1984	incertae sedis			
BARATTOLO & DEL RE 1985				Solenoporaceae resemblance to Melobesioidae
HOFLING 1985		(problematic) cyanobacterium		
WERNER 1986				red alga
LEINFELDER 1986				Corallinaceae
REITNER 1987				problematic red alga

Fig. 1: The different hypotheses about the systematic position of *Marinella lugeoni* since its first description by PFENDER 1939.

Despite the long stratigraphic range and the frequency in fossil shallow water environments the systematic position of *Marinella lugeoni* is matter of continuous discussion. To the present date, the alga is attributed to very different groups without any interpretation being generally accepted (Fig. 1). Most workers place the form to the chlorophyte group Codiaceae (e. g. JOHNSON 1961, 1964; BOUROULLEC & DELOFFRE 1968). PFENDER (1939), in her original description of *Marinella lugeoni*, places the alga to the Mixophyceae (i. e. Cyanophyta or Cyanobacteria), which is followed by MASSE (1979). PIA and ANDRUSOV (cited in PFENDER 1939) assume a solenoporacean or, in any case, red algal character.

PFENDER (1939) herself emphasized similarities with the alga „*Lithothamnion*“ *angolense* which was described from the Albian of Angola by ROMANES (1916). However, for *Marinella lugeoni*, PFENDER could not detect any conceptacle-like structures as they were mentioned by ROMANES for *L. angolense*. BECKMANN & BECKMANN (1966) consider both forms as possibly identic, whereas BOUROULLEC & DELOFFRE (1968) doubt any affinity of both taxa, because only the species *L. angolense* would exhibit individualized perithallial cells with well-marked transverse walls. Both ELLIOTT (1959) and BOUROULLEC & DELOFFRE (1968) refer to LEMOINE (1925) who is thought to have placed the species *angolense* to the genus *Lithophyllum*. However, such an attribution cannot be concluded from the works of LEMOINE (1925, 1939, 1978). On the contrary, the author rather pointed out the individuality of *Lithothamnion angolense*.

A possible red algal character of *Marinella* was subsequently assumed by several workers (JOHNSON 1969, RADOICIC 1970, SRIVASTAVA 1973, FLÜGEL 1979, DRAGASTAN 1982), without giving sufficient arguments for such interpretation. Consequently, CANEROT (1979) and POIGNANT & LOBITZER (1982) placed *Marinella lugeoni* to the algae incertae sedis. Only GOLONKA (1970), by interpreting sparitic fenestrae as possible conceptacles and mentioning vague horizontal walls, gave criteria for an assignment of the taxon as a corallinacean red alga. BARATTOLO & DEL RE (1985), by investigating the species *Marinella yougoslavica*, doubted the existence of conceptacles. They interpreted the radial filament arrangement as diagnostic of a solenoporacean origin. A close relationship to the solenoporaceans is also assumed by REITNER (1987) and MOUSSAVIAN (1992: 130).

Based on rich Upper Jurassic material of Portugal the present authors independently reckoned a red algal, possibly corallinacean character of *Marinella lugeoni* in 1986 (LEINFELDER 1986, WERNER 1986). Meanwhile additional material could be collected which allows us to shed more light on the systematic position and on the environmental demands of this frequent taxon.

Besides the type species a second species, *M. yougoslavica* MASLOV, 1962, was erected within this genus. According to MASLOV (1962) and, subsequently, BARATTOLO & DEL RE (1985), this species differs from *M. lugeoni* by its larger thallial sizes as well as by a higher rate and a less regular mode of ramification. The Portuguese material shows a high variation

of these parameters and of tissue characteristics (e. g. diameter of filaments). Therefore, in our opinion, a separation at the species level apparently is not justified.

The studied material was collected in the course of biofacies and microfacies analyses of Upper Jurassic, mainly Kimmeridgian to Tithonian shallow water successions of the Mesozoic Lusitanian Basin (west-central Portugal) and eastern Algarve Basin (southern Portugal) (e. g. LEINFELDER 1986, WERNER 1986, NOSE in prep.; see also for localities and stratigraphic terms used in the present study). Sample types comprise calcareous hand specimens as well as isolated algal nodules from marls. The material was investigated by means of optic microscopy (polished slabs, thin sections, acetate peels), SEM and EDX analyses as well as wet chemical analyses. The reference material is deposited at the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München and the Institut für Geologie und Paläontologie, Universität of Stuttgart.

2. DESCRIPTION OF MATERIAL

2.1 GENERAL APPEARANCE

Marinella lugeoni forms thalli of variable shape. These can be subdivided into two basic types, i. e. encrusting thalli and the much more widespread erect, digitiform and branching thalli (pl. 1, figs. 9, 10). Encrusting forms overgrow skeletal hardparts (e. g. corals, mollusks, see pl. 1, fig. 3) or are incorporated within cyanobacterial oncoids, where *Marinella lugeoni* is often mutually overgrown by cyanobacterial crusts (pl. 1, figs. 4, 6). The encrusting *Marinella* thalli are hemispherical, dome- and kidney-shaped, or irregularly laminoid and attain sizes of 4 cm vs. 2 cm (length x height).

Besides the encrusting type, thalli can be attached to the substrate with a very narrow base only. They rapidly broaden during upwards growth and commonly form branches. Branches wax and wane. The narrow parts of the thalli are the sites where new branches originate. Individual digitiform branches may reach 0.9 cm in height. Their width varies largely between 0.18 and 0.5 mm.

Occasionally, *Marinella lugeoni* forms entire nodules up to 10 centimetres large. Sometimes, these are composed of slightly undulatory concentric layers forming fan-like hemispherical projections. More commonly, nodules consist of radially arranged, subparallel, dendroid digitiform branches. Also, both types may be realized within one nodule, with the subconcentric texture representing the inner, and the radial texture the outer part of the nodule (pl. 1, fig. 1, 6, 10). Particularly the radial texture leads to knobby, cauliflower-type nodules.

Upward branching forms are rarely preserved in growth position and entire *Marinella* nodules are rare. Most common is algal rubble of fragmented digitiform branches. It seems that the digitiform growth was the basic growth type of *Marinella lugeoni*, forming either small algal meadows, or more commonly, hemispherical to spherical structures. Due to the waxing and waning structure of the *Marinella* branches, the alga is mostly preserved as fragments. Commonly, these brittle fragments serve as nuclei for cyanobacterial oncoid formation (pl. 1, fig. 7). Thallial fragments of *Marinella lugeoni* rarely exceed 5 mm in size.

2.2 TISSUE CHARACTERISTICS

In reflected light the *Marinella lugeoni* thalli mostly appear whitish-porcellaneous, whereas in thin-section their dense structure causes a dark grey coloration. Marginal parts are often stained by brownish ironhydroxide. A tangential colour banding of lighter (thickness: 5 to 20 µm) and darker laminae (thickness: 15 to 40 µm) occurs in many specimens (pl. 1, fig 8; pl. 2, fig. 5, 6).

The algal tissue is composed of radially oriented, densely packed, sometimes undulating fine filaments which sometimes branch dichotomously (pl. 2, figs. 3-5). Occasionally, very fine transverse walls occur (pl. 2, fig. 2, 4). They are either arranged in continuous tangential layers (pl. 2, fig. 3) or occur in irregular distribution. Bundles of filaments may show undulating deviations from the radial growth direction.

Both the side walls and the horizontal partitions of filaments are composed of very fine crystallites smaller than 2 µm (averaged size 0.5 to 1.5 µm). Filaments are filled by microspar (size of crystallites 1 to 4 µm). They exhibit a round to slightly polygonal cross-section (pl. 2, fig. 1). Filament diameter is very variable, ranging between 5 to 12 µm, and averages around 7 to 9 µm. Maximum and minimum value within one thallus can differ up to 5 µm. The thickness of the side walls is from 2 to 3 µm, horizontal partitions are even thinner. The spacing between horizontal partitions ranges around 8 to 15 µm. Wider spacing is apparently due to preservational loss of horizontal partitions.

In many specimens, isolated, small groups or short rows of intertwisted, light coloured, rarely dichotomously branching filaments are arranged parallel to the normal filaments or even crosscut the tissue in an irregular radial direction (pl. 1, fig. 5; pl. 3, fig. 6). Their length is up to 150 µm with a diameter of 9 to 13 µm. Rarely, faint cross partitions can be observed (pl. 2, fig. 9). These conspicuous filaments are confined to small parts within the thallus.

Occasionally, an outer rim of coarse, spar-filled cells of 18-20 µm length and 8-10 µm width surrounds the algal thallus (pl. 3, figs. 4, 5, 7). These cells are placed at the ends of the tissue filaments and differ from the latter by an increase in diameter of the sparitic part and a partial decrease in thickness of the side walls. The cells often show a distinct inner and outer, very dark, dense wall which possibly contains an elevated amount of organic matter. In few cases the thin walls between these marginal cells are absent which probably is due to diagenetically alteration. This results in a continuous sparitic rim at the thallus margin. In very few cases, minute, dome-shaped voids measuring 30 to 90 µm are positioned directly beneath the outer wall (pl. 3, fig. 3).

Commonly, though not in all specimens, round to ovoid, spar-filled larger voids occur within the algal thallus (pl. 2, fig. 7-12). Their sizes mostly range between 20 to 40 µm, but rarely reach up to 110 µm in diameter. Some cavities exhibit a more ovate shape and sometimes wane which leads to sparitic, thread- to flagellum-like terminations ending in the filament tissue (pl. 2, fig. 11). The margins of the voids crosscut the filament tissue discordantly and in many cases are irregularly fringed whereby the end of tissue filaments project into the voids (e. g. pl. 2, fig. 8, 12). Some of these voids are situated close to the thallus margin. In a few cases, a small opening to the outer thallus surface could be detected (Pl. 2, fig. 7).

Occasionally, thalli show oval to elongated channel-like boreholes which reach 20 to 50 µm in diameter and are filled with sediment or microcrystalline sparite. In most cases these boreholes differ markedly from the above described voids by their general form, by their position more or less perpendicular to the thallial surface and by their type of filling.

In one case a tissue part situated at the extreme margin and slightly isolated from the main thallus exhibits a particular kind of differentiation. It consists of the typical *Marinella* filament tissue with proximal tissue folds and four distal pores (Pl. 3, fig. 1, 2). The diameter of pores is 7 µm.

Under SEM, in tangential section, the thalli show the typically dense, round to polygonal arrangement of filaments (pl. 3, fig. 9). Mostly, crystallites of the filament fillings are radially arranged. In radial section, these crystallites exhibit a growth direction more or less perpendicular to the filament wall or a slightly upwards directed growth (pl. 3, fig. 8). It is not clear whether this regular growth of crystallites after algal decay or during diagenesis is caused by the physico-chemical microenvironment within filaments of very small diameter or is induced by a possibly primary prismatic structure of the former filament wall as it is known from the secondary wall layer of corallinaceans (Flajs 1977). It is noteworthy that fillings of microboreholes in thalli of *Marinella* which have an only slightly greater diameter (15-25 µm) than the alga filaments (5-15 µm) consist of irregularly arranged blocky calcite.

To evaluate the structural composition and mineralogy of the former algal skeleton qualitative and quantitative measurements of Mg and Sr were made with SEM, EDX and wet chemical analysis. Elevated Mg values would indicate an original high Mg-calcite skeleton which is typical of most extant corallinaceans (cf. Milliman 1974, Johansen 1981), whereas remarkable Sr values would point to a former aragonitic skeleton.

Most of the values of the EDX analyses are point measurements, some reflect the Mg and Sr contents of a small area. Due to the small dimensions of the filament wall and the filament fillings the data represent an averaged value of both structures. Therefore, originally elevated Mg values of the filament wall will be underrepresented in EDX data if the Mg content of the filament filling is lower. Analyzed *Marinella* specimens came from a fine conglomeratic rock in which *Marinella* is embedded as clasts together with rock fragments and other bioclasts, and from a bioclastic limestone with autochthonously embedded, large *Marinella* nodules.

The EDX analyses (tab. 1) revealed higher contents of Mg in *Marinella* (0,67-0,95 %, average: 0,8 %) than in rock particles and matrix (0,52-1,08 %; average: 0,53 %). In only one case, Mg values of rock pebble exceeded those of the alga. The wet chemical analysis of a specimen of the bioclastic limestone which was also measured by EDX revealed very low contents of Mg, whereby the slightly but not significantly higher Mg values in the alga correspond with the results of the EDX analysis. The only low differences in Mg content between algae and matrix may be due to the fact that small fragments of the alga contribute to the surrounding sediment and cannot be extracted for the chemical analysis. Qualitative microprobe

---

Plate 1

Fig. 1 Large *Marinella lugeoni* thallus with dense subspherical basal growth, changing to branching digitiform growth. Lower Tithonian of S. Tiago dos Velhos; thin section SV26; length of bar 0,5 mm.

Fig. 2 Spheroidal *Marinella* nodule with initial branching in the upper parts. Kimmeridgian of Consolação; C-3-36; length of bar 0,5 mm.

Fig. 3 Asymmetrical crustose to subspheroidal growth of *Marinella lugeoni* on the cortex of a *Girvanella minuta* oncoid. The *Marinella* thallus is again covered by a thin layer of the cyanobacterium. Oncolitic rudstone, Lower Tithonian of S. Tiago dos Velhos; thin section SV31; length of bar 0,5 mm.

Fig. 4 *Marinella* thallus with crustose growth. The alga forms part of the cortex of a *Girvanella minuta* oncoid. Kimmeridge of Patameira; thin section P37; length of bar 0,5 mm.

Fig. 5 *Marinella* thallus with spherical basal part which is followed by the development of thick, closely arranged branches. Note the bundles of enlarged, light coloured, radial filaments in the branch tissue (middle and upper part of the figure). Kimmeridgian of Consolação; length of bar 0,2 mm.

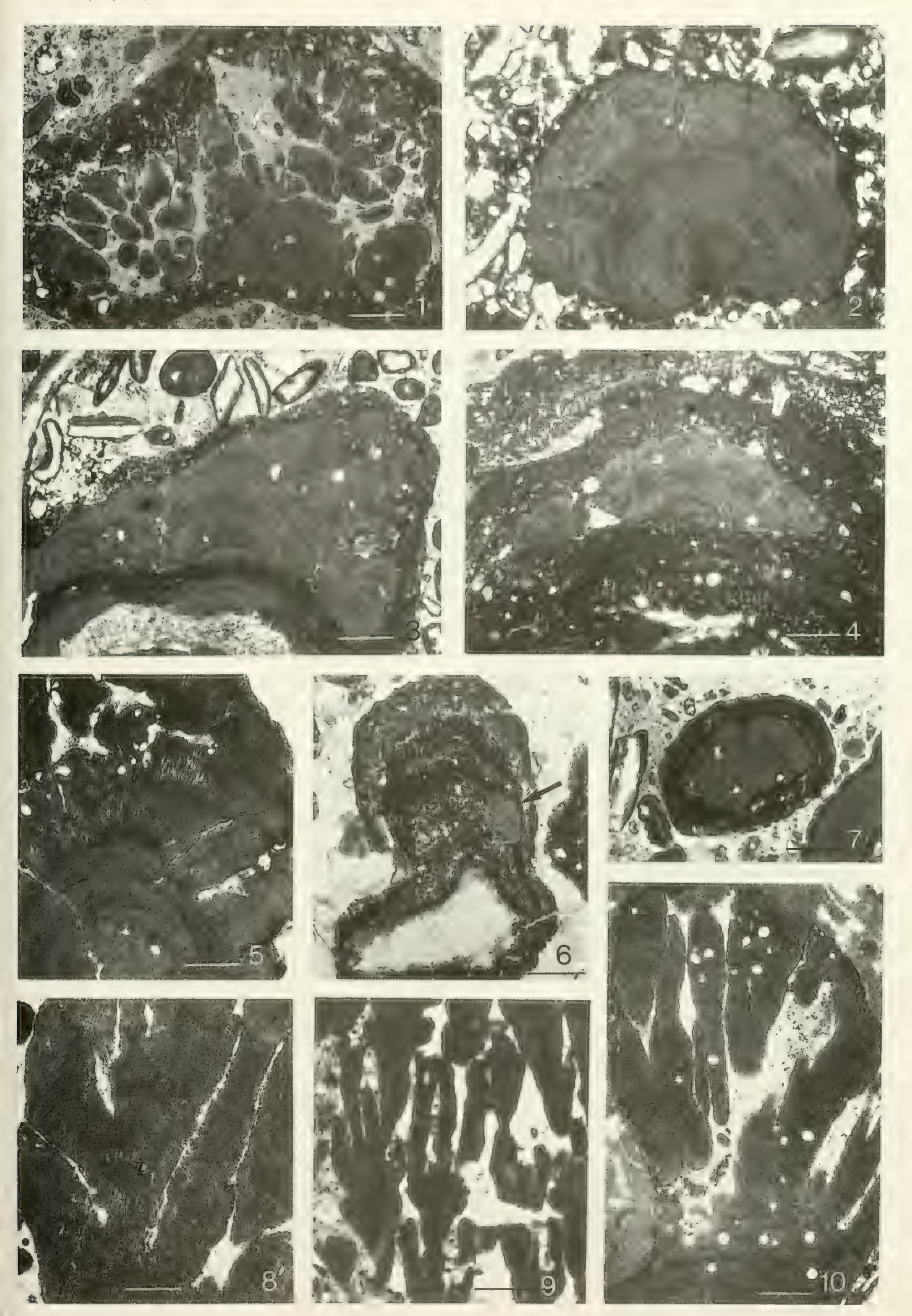
Fig. 6 *Girvanella minuta* oncoid with columnar-like overgrowth of a microbial crust sequence including a small *Marinella* thallus (arrow). Kimmeridgian of Consolação; length of bar 0,5 mm.

Fig. 7 *Marinella* thallus forming the nucleus of a *Girvanella minuta* oncoid. Thin section SV26 (see Fig.1); length of bar 0,5 mm.

Fig. 8 Thick branches of the marginal part of a *Marinella* thallus. Note the regular alternation of thick dark and narrow light coloured laminae. Lower Tithonian near Arruda dos Vinhos; length of bar 0,2 mm.

Fig. 9 Extremely fine digitiform branching *Marinella lugeoni* thallus. Note the upward thickening of some branches. Kimmerigdian; Amaral Formation at Trancoso, near Arruda dos Vinhos; thin section 10F; length of bar 0,5 mm.

Fig. 10 Digitiform branching *Marinella* thallus. The thallus exhibits numerous spar filled conceptacle-like voids and shows the alternation of light and dark coloured laminae (‚banding'). Upper Kimmeridgian of Boieiro, near Arruda dos Vinhos; thin section BR VI; length of bar 0,5 mm.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Marinella	A_m1	A_m2	A_m3	A_m4	B_m1	B_m2	$\bar{x}_m$
Mg	0,95	0,72	0,97	0,77	0,67	0,72	0,8 %
Ca	70,16	69,23	61,15	68,53	70,03	66,85	67,66 %
Sr	·	1,14	1,62			·	0,46 %
Matrix	A_s1	A_s2	A_s3		B_s1		$\bar{x}_s$
Mg	0,51	1,08	-		0,52		0,53 %
Ca	64,73	65,27	67,52		55,98		63,38 %
Sr	2,2	1,3	1,28		2,1		1,7 %

Tab. 1: EDX-measurements of Mg, Sr and Ca content in specimens of *Marinella* (A_m; B_m) and the neighbouring matrix or bioclasts (A_s; B_s). A: specimens from the Kimmeridgian of Consolação; B: specimen from the Kimmeridgian near Arruda dos Vinhos.

measurements under SEM also revealed generally low but noticeable Mg values. However, differences between algal tissue and the surrounding matrix could not be registered by this method.

In contrast to the Mg values the EDX measurements for Sr clearly revealed considerably lower values for the algae (0-1,91 %, in four of the seven samples 0 %; average 0,70 %) and higher ones for the sediment matrix and rock fragments (1,51-2,6%, average 2,04 %).

Often, the Mg and Sr contents in fossilized skeletal structures reflect the original mineralogical composition only to a minor degree due to various diagenetic alterations. This is particularly true for skeletons formerly rich in the instabile high Mg-calcite which is dissolved or changed into Mg-poor calcite during early diagenesis (Füchtbauer 1988, Milliman 1974). Additionally, extant calcifying red algae incorporate Mg in seasonally changing amounts (Chave & Wheeler 1965). Despite these limitations and although the present number of measurements on *Marinella* nodules is too small to allow statistically supported conclusions the comparision of the *Marinella* skeleton with the surrounding matrix and/or rock particles shows a uniform trend and can be tentatively interpreted as relic features of the former mineralogy. The low to zero Sr content of the alga and a more remarkable content of this element in the matrix may reflect an original skeleton free of aragonite (cf. Milliman 1974). Similarly, the higher Mg values of the algal tissue point to a former high Mg-Calcite skeleton which is a characteristic feature of most coralline red algae and cannot be observed in other algal groups.

2.3 SYSTEMATIC POSITION

As outlined above, the systematic position of *Marinella lugeoni* is unclear ever since it was described first. As a matter of fact, the form shows affinities to the porostromate cyanobacteria, to the codiacean chlorophytes as well as to the red algae:

Pfender (1939) and Masse (1979) may have based their cyanophyte (i. e. cyanobacterial) interpretation on the somewhat irregular, undulating growth pattern of the minute radial filaments. The majority of authors dealing with *Marinella lugeoni* placed it in the codiacean chlorophytes. This seems to be a relic of the time, where all algae with a well defined thallus composed of radiating, often branching tubes like, e. g. the cayeuxiids, were attributed to the codiaceans (or Udoteaceae of the order Caulerpales). However, modern representatives as *Halimeda* exhibit a highly differentiated thallus composed of medullary and cortical filaments, which are arranged at a distinct angle to each other. This is why many of the classical bush-like fossil codiaceans as e. g. *Cayeuxia* and *Ortonella* are now grouped within the Cyanobacteria (rivulariaceans) (Riding 1977, Dragastan 1985, Barattolo 1991).

An attribution of *Marinella* to the rhodophyceans was mainly based on the interpretation of sparitic voids as conceptacles (Golonka 1970), the density of cell filaments and

---

Plate 2

Fig. 1 Tangential section of *Marinella* tissue showing the dense arrangement and the round to polygonal outline of the filaments. Lower Tithonian; near Sapataria; thin section Si17; length of bar 0,1 mm.

Fig. 2 Radial section of *Marinella* thallus. Note bifurcation of a filament (left arrow) and cross partitions (e. g. right arrow). Lower Tithonian of S. Tiago dos Velhos; thin section SV26a; length of bar 0.1 mm.

Fig. 3 Radial section of *Marinella* thallus showing bifurcation (left arrow) and cross partitions (e. g. arrows at the right). In some parts of the section, cross partitions of neighbouring filaments form a continuous tangential layer (e. g. arrows at the right and lower part of the figure). Kimmeridgian of Consolação; thin section C-3-79/4; length of bar 0,1 mm.

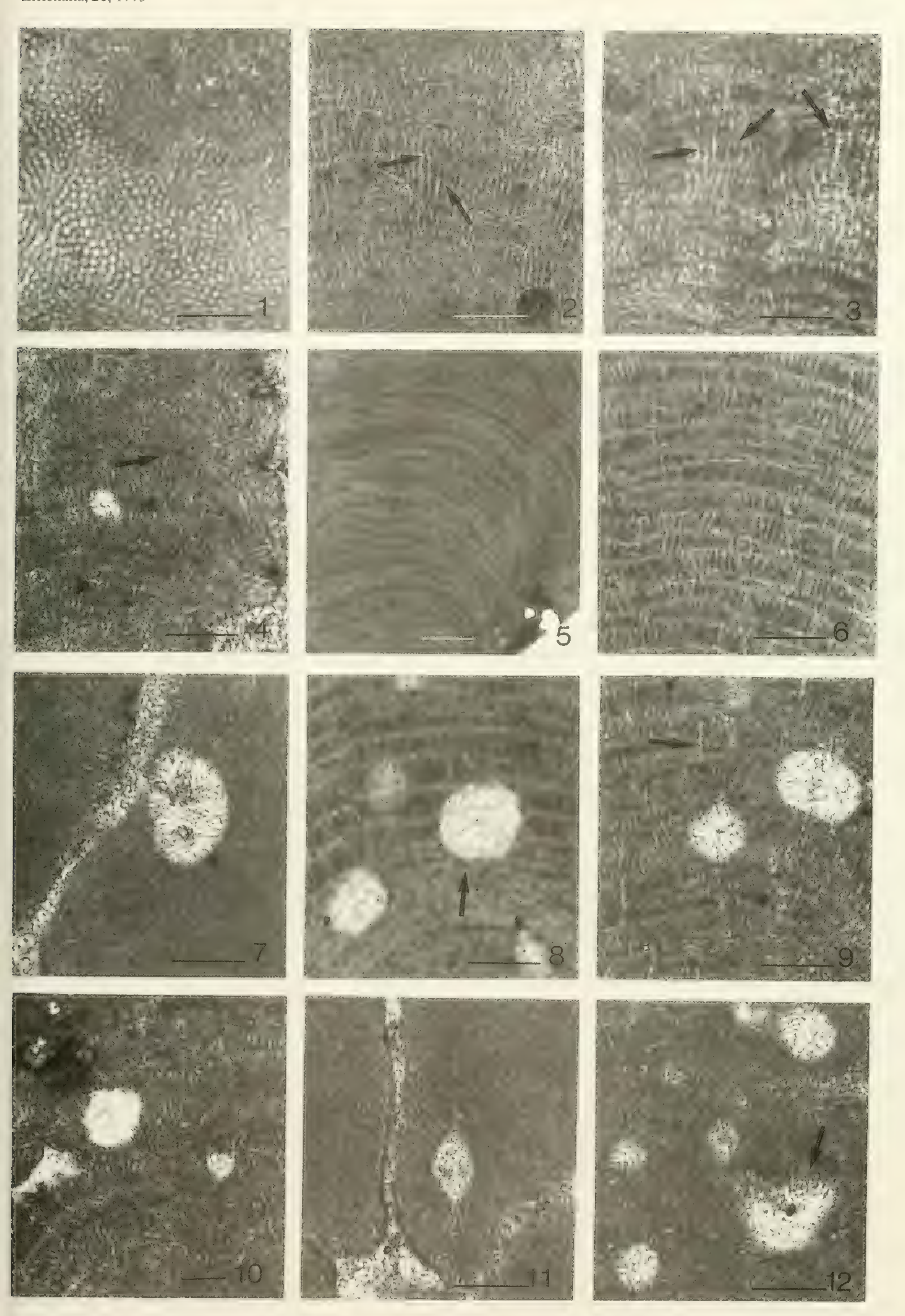
Fig. 4 Radial section showing bifurcation (arrow) and numerous cross partitions (e. g. lower part of the figure). Lower Tithonian of S. Tiago dos Velhos; thin section SV26; length of bar 0,1 mm.

Fig. 5, 6 Radial section of a nodular *Marinella* thallus with alternation of dark and light coloured laminae (‚banding'). The dark laminae are caused by diagenetic thickening of filament walls. Often, the filament walls of the light coloured laminae are poorly preserved and only blurred relics are visible. Kimmeridgian of Consolação; thin section C-3-79/4; 5: length of bar 0,2 mm; 6: 0,1 mm.

Fig. 7-12 Conceptacle-like spar filled cavities within *Marinella* tissue. It is assumed that the alga itself produced the cavities by decalcification of thallus tissue. The margins of some voids exhibit a fringed outline with tissue filaments projecting into the cavities (e. g. arrows in Figs. 8, 12). This points to an incomplete dissolution of thallus tissue. Note also the thread- to flagellum-like terminations on both sides of some voids (Fig. 10: void at the right; Fig. 11).

7: Cavity with small opening to the interstitial space between two *Marinella* branches. 9: Note the enlarged radial filaments running parallel to or crossing the main tissue filaments; the enlarged filaments sometimes exhibit faint cross partitions (arrow at the upper left). 10: Spar-filled elongate, basally widened area to the left represents the interstitial space between two *Marinella* branches.

In all figures, the growth direction is toward top of the figure. 7, 9, 11, 12: Lower Tithonian of S. Tiago dos Velhos; thin section SV26; 8: Upper Kimmeridgian of Boieiro near Arruda dos Vinhos; thin section BR VI; 10: Kimmeridgian of Bufarda; thin section B 17-20; length of bar of Figs. 7-12: 0,1 mm.



LEINFELDER, R. & WERNER W.: *Marinella lugeoni*

Plate 2

the shape of thallus and branches (BARATTOLO and DEL RE 1985). The good preservation of the Portuguese material allowed to detect additional criteria which support a rhodophycean character for *Marinella lugeoni* and reveal a close affinity to the coralline algae. Such criteria are as follows:

a) Well defined thallus composed of minute filaments with dense microcrystalline walls, giving the typical porcellaneous appearance
b) Small size of the filaments which occasionally bifurcate and are divided by horizontal walls
c) Differentiation in a ?perithallial tissue and an outer, epithallial-like cell layer, possibly exhibiting an over- and underlying cuticular sheet; possible existence of megacell layers
d) Alternation of tangentially arranged darker and lighter laminae (banding) reflecting periodically changing variation in skeletal composition
e) Development of voids by solution of skeletal material within the tissue which possibly may be used by the alga for reproduction
f) The often rhodolite-like growth form
g) An elevated content of Mg and the quasi absence of Sr

ad a): The densitity and systematic arrangement of the skeleton structure of *Marinella* thalli with regularly arranged filaments clearly reflect characteristics of an algal group with well organized structure. Actually, several extant freshwater to brackish cyanobacteria like *Phormidium* or *Scytonema* may exhibit comparable trichom diameters and an undulating growth habit. However, their calcification does not represent a true biologic skeleton but is only due to biologically controlled physico-chemical precipitation. Consequently, these forms are inhomogenously calcified and contain many irregular vugs, a pattern which is in contrast to the regular skeleton of *Marinella lugeoni*.

ad b): Bifurcation of filaments occurs in some cyanophytes (false branching) and is a common feature in filaments of the cortex of chlorophytes (e. g. WRAY 1977) but calcified horizontal walls dividing the filaments into cell-like segments have, to our knowledge, not yet been described. Moreover chlorophycean, e. g. codiacean internal filaments are never as fine as the filaments of *Marinella lugeoni*.

The fact that horizontal partitions have been recognized and described for *Marinella* in few cases only (e. g. IMAIZUMI 1965, BARATTOLO & DEL RE 1985), can be explained by the lesser chance of preservation of this skeletal element. In *Marinella lugeoni* the horizontal walls are mostly thinner than the radial filament walls and can be earlier destroyed during diagenesis than the latter. This is also true for the preservational loss of horizontal cross partitions in solenoporaceans which caused some confusions in taxonomy of this group (cf. MOUSSAVIAN 1989). Apart from the corallinaceans, thinner horizontal filament partitions are also mentioned in fossil squamariaceans (BUCHBINDER & HALLEY 1985) and seem to be a general feature of calcifying rhodophyceans.

ad c): Structural differentiation of the calcified thallus is an important feature to distinguish fossil algal groups. As already mentioned above, in modern codiaceans, the thallus is differentiated in medullary and cortical filaments. The inner, medullary part of fossil codiaceans may often be not or only poorly preserved (MU 1991: 151) and, therefore, the codiacean nature of fossil algae may not be visible. Even if taking this point into consideration, no affinities can be seen between the codiacean green algae and the dense, exclusively radial arrangement of filaments in *Marinella*.

Like the solenoporaceans (e. g. WRAY 1977, JOHANSEN 1981: 174, BOSENCE 1991, POIGNANT 1991) *Marinella* does not show a differentiation into hypothallus and perithallus. However, beside the main thallus filaments, some specimens of *Marinella* exhibit a layer of spar-filled cells forming an outer rim around the thallus. Since the lateral width of these cells corresponds to

Plate 3

Fig. 1, 2 Partially collapsed *Marinella* thallus showing tissue differentiation around a marginal void with proximal folds and four distal pores (arrow in Fig. 1). Otherwise, the tissue exhibits the characteristics of the *Marinella* tissue. Lower Tithonian of Boieiro, near Arruda dos Vinhos; thin section Bo9; 1: length of bar 0,2 mm; 2: length of bar: 0,1.

Fig. 3 Branch of a *Marinella* thallus covered with an outer epithallial-like layer of spar filled cells (arrow in lower part) and three voids (arrow at top). Note the wall structure of the lower void consisting of filamentous tissue similar to the algal tissue. Thin section as Fig. 1; length of bar 0,1 mm.

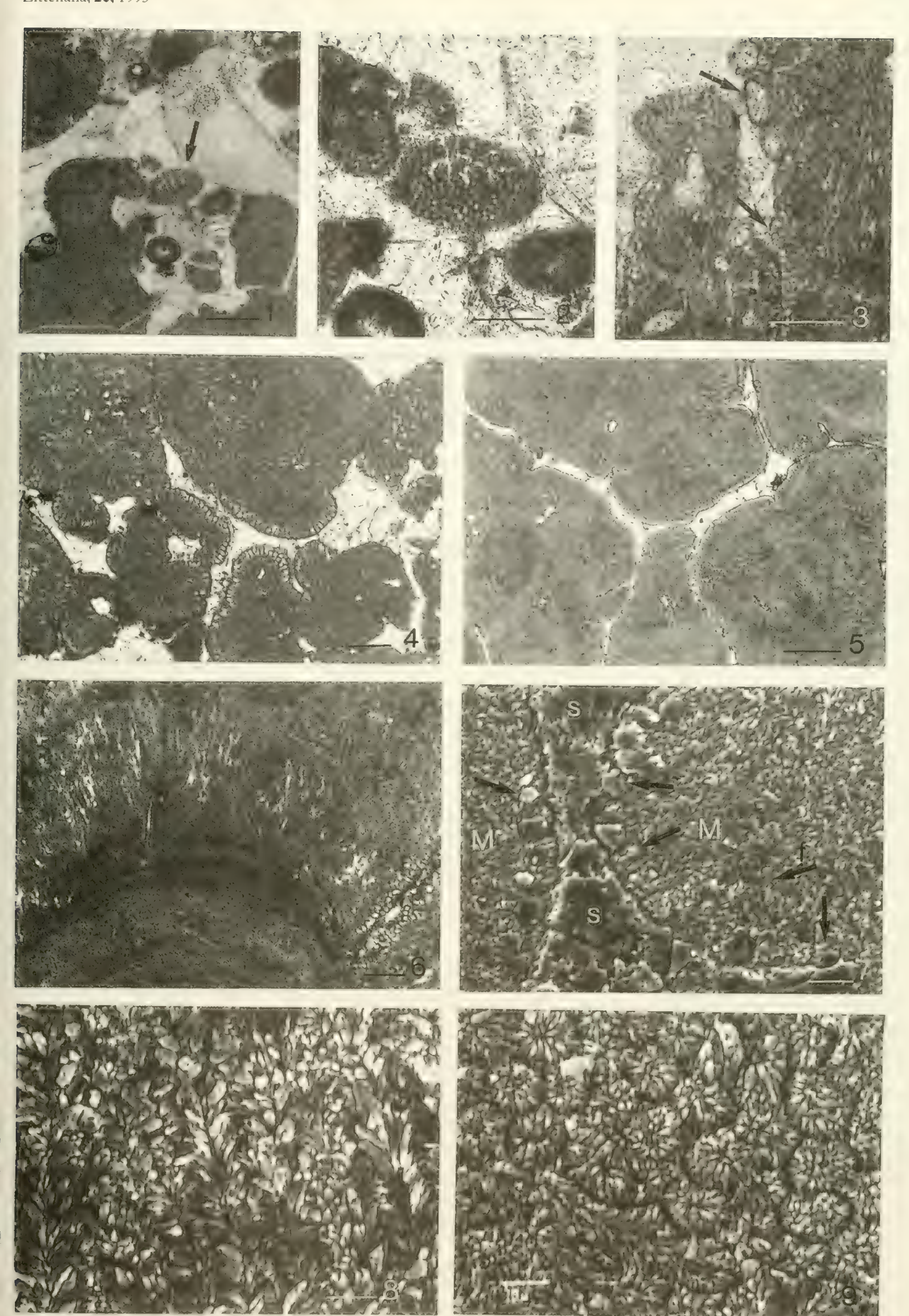
Fig. 4, 5 *Marinella* thalli with development of a single outer layer of spar filled cells. These cells are interpreted as a separate tissue differentiation corresponding to the epithallial cells of extant corallinaceans. Note the dark overlying sheet which probably reflect a previous organic cover sheet. Kimmeridgian of Consolação; thin section C-3-79/1; 4: length of bar 0,1 mm; 5: length of bar 0,2 mm.

Fig. 6 *Marinella* thallus showing rows of enlarged radial threads which rarely bifurcate (middle upper part of figure). They exhibit, in some aspects, similarities with megacells of some extant melobesioids. For some of the threads, an origin by boring activity of *Hyella*-like cyanobacterians cannot be ruled out. Note also the outer cell layer at the thallus margin (at the right, lower part). Detail from Pl. 1, Fig. 5; length of bar 0,1 mm.

Fig. 7 SEM photograph of the ends of two neighbouring *Marinella* branches (M) which are separated by an interspace of blocky calcite (s). The margin of the thallus consists of the single ?epithallial layer of coarse sparitic cells (arrows). Arrow ‚f' within *Marinella* tissue indicates place of a filament wall (dark grooves). Kimmeridgian of Consolação; thin section C-3-79 St.14; length of bar 10 µm.

Fig. 8 SEM photograph of the radial cross section of *Marinella* tissue. The crystallites of the filament filling are slightly but regularly inclined to the axe of the filament. Kimmeridgian of Consolação; thin section C-3-79 St.5; length of bar 10 µm.

Fig. 9 SEM photograph of a tangential section of *Marinella* showing the characteristic round to polygonal outline of the filaments. Note the preferentially radial arrangement of the coarse crystallites (2-5 µm) of the filament filling. Due to the treatment of the specimen with acid and the dissolution of the fine crytallites of the filament walls (1-2 µm) the latter are visible as dark valleys. Kimmeridgian of Consolação; thin section C-3-79 St.7b; length of bar 10 µm.



LEINFELDER, R. & WERNER W: *Marinella lugeoni*

Plate 3

the width of the subjacent filaments one could suppose that the outer cell layer would represent the young growth stage of filaments but with not yet calcified wall. If so, the base of the outer cells should correspond to the place of development of horizontal partitions. However, the length of the outer cells (18-20 µm) exceeds that of the distance between horizontal partitions within filaments where these are visible (8-15 µm). Therefore, the outer cells probably represent a different type of thallus tissue overlying the normal filamentous tissue. In location and function the cell layer may be compared with epithallial cells of extant corallinaceans. These were believed to remain uncalcified and thus to possess a very low preservational potential (WRAY 1977). However, as BOSENCE (1991) recently outlined, the epithallial cells can be well calcified and, therefore, such tissue may be preserved in fossil red algae. The outer rim cells of *Marinella* are preserved in some specimens only. Even in these cases, an epithallial layer mainly coats thallial branches of inner, more protected parts of the algal thallus. This fact and the dark rim of probable organic origin around the cells point to a predominantly organic and less calcified nature of the wall rather than a well calcified tissue.

The outer, well separated cell layer here described as possible epithallus analogon clearly stresses a rhodophyceen character of *Marinella*. The calcification pattern of green algae with calcification outside of the filaments would cause a continous precipitation of carbonate. As it is observed, an organic sheet separating the outer cell layer and the thallus filaments in *Marinella* cannot occur in such a calcification mode. Similarly, the precipitation in porostromate cyanobacteria does not show comparable differentiation, either.

With respect to the differentiation of the algal tissue *Marinella* exhibits close affinites to coralline algae rather than solenoporaceans. Despite the long stratigraphic range of the latter from the Palaeozoic through the Mesozoic no differentiation in tissue comparable to that of *Marinella* could be detected in solenoporaceans (cf. WRAY 1977, JOHANSEN 1981, MOUSSAVIAN 1989, BOSENCE 1991). Furtheron, *Marinella* differs from the solenoporaceans by its significantly smaller filament diameter.

ad d): Banding is a not uncommon feature in fossil rhodophytes such as solenoporaceans (HARLAND & TORRENS 1982, WRIGHT 1985). In comparison with modern analogues it is interpreted as a result of different diagenetic alteration of different skeletal structures which are probably due to seasonally controlled variable incorporation of magnesium and variable growth rates (WRIGHT 1985). Modern corallinaceans show seasonal differences in the magnesium content which may differ as much as 40 % between summer and winter growth (CHAVE & WHEELER 1965). Due to the instability of high-magnesium calcite, skeletal parts with high contents of magnesium undergo a stronger diagenetic alteration (cf. WRIGHT 1985). In *Solenopora jurassica* this led to a stronger recrystallisation of the skeletal structure and thinning of the wall, respectively. In *Marinella lugeoni* the dark coloured laminae are produced by a thickening of the microcrystalline filament wall and a corresponding reduction of the filament spacing. Occasionally the light coloured laminae exhibit only blurred relics of the filament walls. The regularity and the tangentially arranged occurrence of the laminae suggest that differences in skeletal composition or calcification reflect periodical, primary changes.

Apart from rhodophyceans banding is reported from extant freshwater cyanobacteria such as *Rivularia haematites* (e. g. PENTECOST 1991). In this case the periodicity of growth pattern is caused by seasonal changes of growth and mode of calcification, with abiotic calcification during winter and a combination of abiogenic and biotic (photosynthetic) growth during summer period. In contrast to this the regularity and continuous growth of *Marinella* filaments as well as their regular arrangement point to a biologically controlled calcification of a true algal taxon. Judging from the available literature, banding or a similar periodical growth pattern is not known from green algae.

ad e): Spar filled voids in *Marinella* have been mentioned in a few previous publications. BECKMANN & BECKMANN (1966) regarded this structures as secondary features and discussed an origin by dissolution, secondary resorption or parasitic infestation. IMAIZUMI (1965) interpreted the cavities as possible sporangia. In a further step GOLONKA (1970) concluded to ‚*Archaeolithothamnium*- or *Solenopora*-like sporangia' and, consequently, he attributed *Marinella* to the rhodophytes. However, BARATTOLO & DEL RE (1985) could not see any connection with reproduction and believed that the cavities are caused by the activity of boring organisms rather than by the alga itself.

The Portuguese material includes specimens exhibiting cavities of round to elongate-ovate shape, with sediment or spar fillings. Theses voids are obviously caused by boring organisms. On the other hand, most of the spar-filled ovoid voids differ from these boreholes by the type of filling (no sediment), by the often not very sharp but rather fringed margin with ends of the filaments projecting into the voids, and by the sometimes flagellum-like terminations. This points to an origin not caused by borers attacking from the outside of the thallus. If these voids would represent boreholes, strongly elongated shapes and, at the surface of the thallus, openings of a similar diameter as the voids should be expected given the high number of studied thin sections. This is not the case. The cavities, particularly those with flagellum-like ends, rather can be explained by a dissolution of tissue produced by the alga itsself. Dissolution processes are well known from modern corallinaceans where decalcification of cell walls is connected with the development of conceptacles and, in articulate corallinaceans, with the genicula development (CABIOCH 1971: 128, JOHANSEN 1981: 16, 70). Another possibility already discussed by BECKMANN & BECKMANN (1966), i. e. a parasitic infestation within thallus and a subsequent dissolution or mechanical destruction by the parasite, cannot be completely excluded but seems rather unlikely. In this case it would be difficult to explain how the parasite enters the dense thallus, as the filaments above and around the voids do not show any damage. Also, the search for food and oxygen requires a direct connection with the surface of the thallus.

If accepting that the voids are created by decalcification of the alga itself, the question remains which function the cavities of *Marinella* had and why they are found only in some specimens. As mentioned above, decalcification in extant coralline algae is a prerequesite for genicula and conceptacle

development. For genicula formation in articulate corallinaceans parts within the thallus branches decalcify. This process continues until the surface of the thallus is reached (JOHANSEN 1981: fig. 12, CABIOCH 1971). For *Marinella*, an interpretation of the voids as centres of decalcification for genicula formation is not convincing. Some of the fine, branching *Marinella* thalli with small branch bases exhibit, to a certain degree, similarities with modern articulate corallines, and voids in *Marinella* seem to be more frequent in branching thalli than in nodular specimens. However, sparitic voids in *Marinella* occur also in spheroidal nodules where a formation of genicular structures is not expected.

The *Marinella* voids show greater similarities with the sporangia and conceptacles of living and fossil corallinaceans. In these cases, decalcification takes place at the margin of thalli and, together with a differentiation of cuticular sheet and marginal cells, results in reproductive bodies which exhibit different shapes in different genera (see WRAY 1977, JOHANSEN 1981). With respect to the fossilizable structure three types can be distinguished: individual sporangia (e. g. *Archaeolithothamnium*) and single-pored (e. g. articulate corallines) or multi-pored conceptacles (WRAY 1977). In rare cases, marginally situated *Marinella* voids exhibit openings to the outside of the thallus which may be interpreted as pores (pl. 2, fig. 7). On the other hand, such pore-like structures are very rare in voids now preserved within the thallus. In the general shape and the scarcity of morphological features the *Marinella* voids show resemblance with some round simple sporangia of *Archaeolithothamnium*. GOLONKA (1970) therefore concluded an affinity with corallinaceans. However, in contrast to *Marinella* the reproductive cavities in *Archaeolithothamnium* are more or less systematically arranged. Additionally, no structures are preserved within the cavities which could be referred to reproduction. For this reason BARATTOLO & DEL RE (1985) doubt an interpretation of *Marinella* voids as sporangia or conceptacles. Although the detected features clearly indicate that the the cavities were produced by the alga itself, the present study does not give more precise information about the function of these structures. However, the general shape and outline characteristics of the voids together with their often marginal position within the thalli suggests that a connection with reproductive processes is apparent.

In this context, the discovery of a *Marinella* specimen with particularly differentiated thallus tissue is interesting (pl. 3, fig. 1, 2). This specimen shows a marginal void which exhibits several proximal folds and four distal pores. This feature shows resemblance with multi-pored conceptacles of the Melobesioideae. However, only one example of such kind of tissue differentiation could be observed, a fact which does not support far-reaching conclusions.

A peculiar feature are the short, enlarged, irregular to subradial filaments with diameters of 7-9 µm crosscutting the algal tissue (e. g. pl. 3, fig. 5). They occur in bundles, short rows, or with irregular distribution within the thallus and exhibit, in some aspects, similarities with heterocysts/megacells of extant melobesioids (cf. WRAY 1977, JOHANSEN 1981: 33 f.). If so, a dissolution of cell and filament walls may have produced these structures in *Marinella*. However, in some morphological aspects (e. g. length of filaments, diameter), the enlarged filaments can be compared with borings of the extant cyanobacterium *Hyella* and its fossil counterpart *Fasciculus* (cf. SCHMIDT 1992). Such boring organisms may also show bifurcation as observed in corresponding structures in *Marinella*. On the other hand, the frequent and repetetive occurrence of filaments obviously does not influence the mode of growth of *Marinella* tissue. Above the areas with such filaments an undisturbed, continous development of algal tissue is observed and favours an interpretation of this structure as primary algal feature rather than the result of intermittent boring events. On the other hand, at the present state of knowledge, the latter cannot be be ruled out completely.

ad f): Nodular growth form has often been mentioned from modern and fossil algal or ‚algal'-like (e. g. cyanobacterial) organisms. This growth form occurs in both rhodophyceans and cyanobacteria. Nodules formed by red algae commonly are termed ‚rhodolite' (BOSELLINI & GINSBURG 1971, see also for overview of algal nodules) whereas PERYT (1983) favours the term ‚rhodoid'. They typically are composed of loosely to densely arranged, radially growing, arborescent, digitating branches growing on all sides which results in a flat to ovoid to subconcentric pustular nodule. Oncoids may be built by a variety of organisms, including heterotrophic forms (e. g. encrusting foraminifera), but are commonly dominated by cyanobacteria. They may be similar to dense rhodolites in outer morphology but differ in their inner structure which shows a predominantly tangentially arranged growth pattern and a nucleus. Based on this, rhodophyceans may both form rhodolites and red algal oncoids. The typical rhodolite nodules composed of radiating, long branches are mostly built by coralline algae whereas solenoporan nodules normally represent pustular to homogeneous rhodolites or laminated red algal oncoids.

According to literature calcareous green alga do not develop rhodolite-like or oncoidal growth form but prefer simple erect patterns (cf. MU 1991). ‚Algal' nodules hitherto referred to green algae (e. g. JOHNSON 1964, BOSELLINI & GINSBURG 1971) have been built by taxa such as *Ortonella* and *Cayeuxia* which are now attributed to the cyanobacteria (see above; for discussion on the systematic position of filamentous nodular ‚green' algae see MU 1991, 151 f., too).

If not preserved as fragments only, *Marinella* nodules are composed of densely packed radiating long branches very similar to typical modern rhodolites. This fact is another strong argument for the rhodophycean nature of the taxon. The functional advantages of the rhodolite growth form are not well known (BOSENCE 1983). Loosely packed branches in low energy regimes may prevent sinking into the substrate. Moreover, calcifying rhodophyceans seem to need more light than cyanobacteria so that in deeper setting the intranodular branching results in an enormous enlargement of outer, photoactive surfaces. In high-energy settings, abrasion will not affect the entire surface but only tangle the tips of branches, which can be easily repaired due to the high regeneration ability of coralline algae (cf. STENECK 1982, 1985). Due to the latter, partial fragmentation of branches can be tolerated and is even used for vegetative reproduction. Since *Marinella* occurs both in high-energy and shallow, low-energy settings (see below), parts of these strategies may have been realized already in the Upper Jurassic.

ad g): The data of the chemical analysis concerning Mg and Sr contents have to be interpreted with some reservations because of (1) possible periodically varying incorporation of these elements by the alga, (2) the not quantifyable diagenetic alterations and (3) some methodological uncertainities in measurement. On the other hand, the presented quantitative to semiquantitative analyses generally point to slightly raised Mg values and corresponding lower Sr values in the alga when compared with the surrounding sediment and other particles. This would confirm an original skeleton free of aragonite and enriched in magnesium calcite. If this is true, a close relationship to the corallinaceans is apparent. REITNER (1987: 210) also suggests a Mg-calcite, corallinacean-like skeleton for *Marinella lugeoni*, without giving further information and submitting evidences for his opinion.

The majority of the modern members of the coralline algae are characterized by a high-magnesium calcite skeleton whereas other algae such as the green algae and even some corallinaceans use aragonite (MILLIMAN 1974, JOHANSEN 1981). For fossil red algae very scarce data about Mg and Sr measurements are available. WRIGHT (1985) detected low Sr values in *Solenopora jurassica* and stressed the affinity of the solenoporaceans to the calcitic corallinaceans.

In conclusion, the Portuguese material clearly stresses the rhodophyceen character of *Marinella* and strongly supports an affinity with corallinaceans rather than solenoporaceans. Fig. 2 lists characteristics of the coralline algae, the solenoporaceans and *Marinella*. The previous opinion of a solenoporacean affinity was admitted because of an undifferentiated tissue, a generally similar growth habit, the growth direction of the filaments and the occurrence of cross partitions. However, the development of a marginal cell layer, the decalcification of algal tissue resulting in now sparitic voids, the very minute filament diameter and, to some part, the typical rhodolite appearance of *Marinella* nodules are features pointing to a strong corallinacean affinity. These features could not yet be detected in the long history of solenoporaceans.

	Marinella	Corallinaceans	Solenoporaceans
general outline	nodular rarely crustose	nodular (inarticulate C.) crustose	nodular crustose
growth form	spheroidal, digitiform, rarely cushion-like	spheroidal, digitiform, crusts	spheroidal, crusts, rarely digitiform
banding	+	+	+
diameter of cells	5 - 15 μm	5 - 20 μm	20 - 100 μm
differentiation of hypo- and perithallus	-	+	-
epithallus	outer rim of thin walled cells (? epithallus)	+	-
dominant direction of cell growth	radial filaments	tangential cell rows or radial filaments	tangential cell rows or radial filaments
dissolution of tissue resulting in cavities or enlarged cells	+	+	-
conceptacles/ sporangia	(+)	+	?
megacells/ heterocysts	?	+	

Fig. 2: Relationships in thallus characteristics between *Marinella*, corallinaceans and solenoporaceans.

2.4 PHYLOGENETIC ASPECTS

The phylogenetic interpretation of rhodophyte algae is troubled by differing and unsatisfactory systematic classifications. This is particularly caused by two opposing points of view as to the origin of rhodophytes. Some authors consider the rhodophytes as the most primitive group of floral eukaryotes (e. g. TAPPAN 1980: 138), whereas others assume that they stem from higher advanced ancestors but became secondarily simplified (LEE 1972 and MCQUADE 1977, both in TAPPAN 1980: 137). We follow the more generally accepted conception that rhodophytes are a primitive group and that the corallinaceans are a mono- or oligophyletic homogenous natural family (POIGNANT 1979 a). However, phylogenetic relations between coralline algae depend on the features used for classification, i. e. tissue characteristics and reproductive bodies, and nature of secondary pit connections (e. g. WRAY 1977, POIGNANT 1979 b). Because the last feature is hardly ever recognizable in fossil specimens only few preservable skeletal features such as filament characteristics, cross partitions, sporangia and conceptacles remain for classification. Since their systematical value is evaluated for classification by different algal workers in a different way, several phylogenetic theories for the rhodophytes, particularly for the derivation of the Corallinaceae from the Solenoporaceae were established (cf. POIGNANT 1991). Additional confusion exists in taxonomy and nomenclature, particularly in solenoporaceans (cf. MOUSSAVIAN 1989). It was generally accepted that the modern corallinaceans derived from the solenoporaceans during Paleozoic or Mesozoic times (e. g. JOHNSON 1960, WRAY 1977; cf. POIGNANT 1991). However, according to MOUSSAVIAN (1989) who revised some genera of the Solenoporaceae, no connection can be seen between the modern corallinaceans and the solenoporaceans. As a consequence, he assumes that the Corallinaceae originated from ancestral corallines such as the Permian to Carboniferous taxon *Archaeolithophyllum* which is characterized by single-pored conceptacles. Due to their non-appearance during the lower Mesozoic an origin of the Corallinaceae from noncalcifying florideans may also be possible.

To evaluate the phylogenetic position of *Marinella* their morphological features and their affinites with the red algae families as well as the stratigraphical occurrence have to be considered. As mentioned above (see 2.3, Fig. 2) *Marinella* exhibits affinities with both solenoporaceans and corallinaceans. With the first group *Marinella* shares the lack of differentiation into hypothallus and perithallus, the dense radial arrangement of filaments and cells, and the horizontal walls dividing radial filaments into single cells. With the Corallinaceae, the alga has in common the minute filament diameter, the capability to a decalcification of skeletal tissue resulting in cell fusions and conceptacle-like cavities and the differentiation of an epithallial and, possibly, megacell tissue. Taking into account that the first appearence of *Marinella* is in the Late Jurassic and the first occurrence of corallinaceans is postulated

for the Lower Cretaceous (MOUSSAVIAN 1989, 1991), one could attribute to *Marinella* the character of a ‚missing link' between the solenoporaceans and the corallinaceans. However, as POIGNANT (1991) and, particularly, MOUSSAVIAN (1989) pointed out, the solenoporaceans seem to have had an own evolution since Paleozoic times. It is remarkable that no taxon of the solenoporaceans is known to have such a minute filament tissue as *Marinella*. With respect to the small filament diameter, only one example of solenoporaceans may be compared to some degree: CUIF (1969) described a certain tissue differentiation within Triassic solenoporaceans from Turkey and interpreted the corresponding structures as possible reproductive bodies. These have a significantly smaller filament size than normal tissue filaments. According to MOUSSAVIAN (1989), they are partly comparable with germs of Recent florideans rather than corallinaceans. Since these possible reproductive structures are very dissimilar to the *Marinella* features, no close systematic relation between both can be seen.

Marinella lugeoni is partly comparable with different taxa of extant species of coralline algae. The flabellate growth habit of cell threads closely resembles the articulate *Calliarthron* which, like *Marinella*, also exhibits a well developed layer of epithallial cells. If the enlargement of tangential cell rows discovered in *Marinella* represents heterocysts (or megacells), affinites to, for example, the non-articulated *Porolithon* or *Neogoniolithon* exist (cf. WRAY 1977). However, *Marinella* does not possess a hypothallus and such highly differentiated sporangia and conceptacles as the corallinaceans. Nevertheless, *Marinella* possibly had simple mono-pored reproductive chambers (spar-filled cavities) and, possibly, multi-pored conceptacles (questionable tissue-differentiation, pl. 3, fig. 1, 2). In these features it clearly differs from the solenoporaceans.

Although the tissue characteristics of *Marinella* indicate very close relationships with the corallinaceans, the set of detected features cannot be correlated with a certain group or genus of the modern corallinaceans. This is partly caused by the uncertainty of the taxonomical significance of some of the skeletal features (cf. POIGNANT 1991). Therefore, at the present stage of research, a direct connection to one of the modern corallinacean taxa cannot be postulated. It is more likely that *Marinella* and the corallinaceans originated in the Jurassic from a common, possibly non-calcifying ancestor. The long persistence of the tissue parameters and in consequence this longevity of the species *Marinella lugeoni* from the Upper Jurassic up to the Oligocene also point to a separate evolutionary pathway of this taxon. If *Marinella* had been a direct ancestor of one of the modern corallinaceans it should have been most likely replaced by its evolutionary more successful descendants. For this reason, a derivation of the corallinaceans from the solenoporaceans with a relatively constant tissue pattern through time is unlikely as well.

3. PALAEOECOLOGY

3.1 *MARINELLA* HABITATS

Figs. 3 and 4 show that *Marinella* occurs in a wide variety of settings within the Kimmeridgian to Tithonian successions of both the Lusitanian and the Algarve Basin of Portugal. As a common factor these settings display shallow to very shallow water characteristics. Environments range from coral reef and reef debris settings to lagoonal and open platform/ramp systems to inner ramp and marginal marine settings. However, the alga had its largest success not in fully marine reef habitats with stable environmental conditions and firm substrate but rather occurred in unstable settings. These comprise unstabilized and highly abrasive high-energy environments often with a high influx of detrital quartz, muddy, commonly marly soft bottom habitats, or settings characterized by fluctuating, commonly hypohaline salinity conditions.

Marinella lugeoni typically occurs together with a set of characteristic microorganisms. Most common are lituolids (e. g. *Alveosepta jaccardi*, *Pseudocyclammina* ssp., the euryhaline *Everticyclammina virguliana* and coarse agglutinating forms of the *Haplophragmium*-type). Other foraminifera, such as lenticulinids, *Glomospira* sp. and *Conicospirillina basiliensis* occur in some samples. In oncoid facies, and particulary in *Marinella*-rich floatstones, rudstones (e. g. pl. 1, figs. 1-3, 7) and coral reef facies other algae and algal-type microproblematica, such as *Permocalculus* sp., *Solenopora cayeuxiformis*, *Lithocodium*, *Bacinella* and ‚cayeuxiid' algae sometimes occur as well (LEINFELDER 1986).

3.1.1 Oncoid facies with *Marinella*

Marinella lugeoni often occurs in high quantities in micritic oncoid rudstones which sometimes contain a moderate clay content. The oncoids are formed by the porostromate cyanobacterium *Girvanella minuta* and by spongiostromate forms, and typically exhibit fragments of *Marinella lugeoni* serving as oncoid nuclei. *Marinella* may also contribute to parts of the oncoid cortex, growing alternately with cyanobacteria. Often, such oncolitic beds are laterally extensive, and are intercalated in mixed salinity, marginal marine marl to siltstone successions or even in terrestrial facies (cf. LEINFELDER 1986, WERNER 1986).

Oncoid settings are characterized by a low sedimentation rate, resulting in the laterally extensive, but commonly short-term spreading of marly to calcareous oncolitic facies. Probably, the stop of sedimentation initially was accompanied by slightly elevated water energy and fairly normal salinity, giving rise to the establishment of attached *Marinella* meadows and small *Marinella* rhodolites. This was sometimes accompanied by the growth of small corals. Frequently, *Marinella*, was fragmented by the elevated water energy, possibly representing a strategy of reproduction. *Marinella* ceased growing when salinity went back to hyposaline, which possibly was accompanied by the onset of very low clay sedimentation. Consequently, *Marinella* and the few accompanying corals were encrusted by *Girvanella* and other cyanobacteria. Pure *Girvanella minuta* oncolites from the

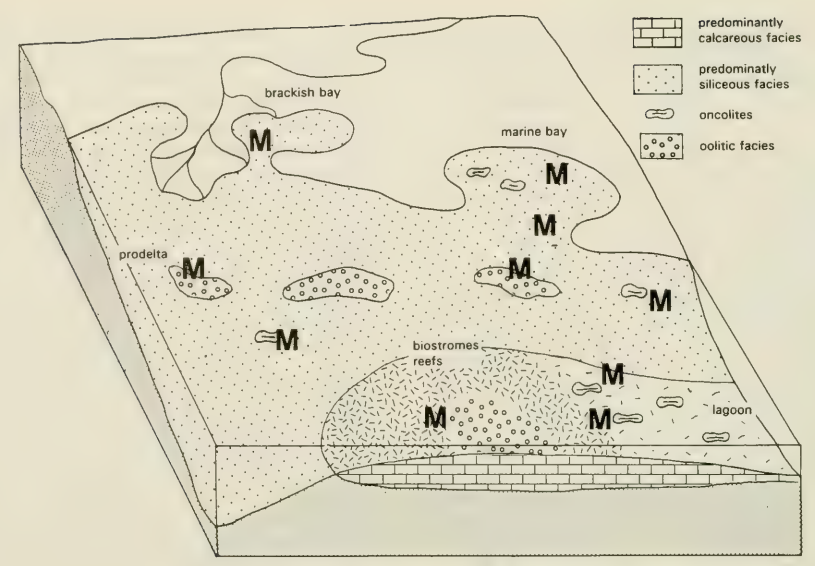


Fig. 3: Distribution of *Marinella lugeoni* (M) in Upper Jurassic settings of Portugal.

		REEFAL ENVIRONMENT	TRANSITION REEF/PLATFORM (bioclastic sands)	OPEN PLATFORM	INNER PLATFORM MARGINAL SETTINGS LAGOON
Beckmann & Beckmann 1966	Cret. - Eoc.		———		
Höfling 1985	U. Cret.			———	
Reitner 1987	L. - U. Cret.				······· / ———
Peybernés 1979	L. Cret.				———
Rey 1972	L. Cret.		———		
Masse & Poignant 1971	L. Cret.	——	———	– –	
Peybernés & Conrad 1979	L. Cret.		———		
Canerot 1979	U. Jur./L. Cret.				———
Misik 1966	U. Jur.				———
Flügel 1979	U. Jur.		———		
Persoz & Remane 1973	U. Jur.				———
Golonka 1970	U. Jur.	———	———		
Bolliger & Burri 1970	U. Jur.				··········· / ———
present study	U. Jur.	——	———	———	——— / ···········

Fig. 4: Palaeoenvironmental distribution of *Marinella lugeoni* in Jurassic to Tertiary settings based on data from the literature and the present study of the Upper Jurassic of Portugal. (Dotted line: siliciclastics).

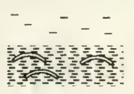
Upper Jurassic of Portugal are known to be adapted to slightly brackish environments (cf. Leinfelder 1986, Werner 1986, Leinfelder et al. 1993). Episodic salinity improvement during the growth of oncoids is indicated in cases where *Marinella* occurs in distinct layers of the oncoidal cortex (Fig. 5a).

3.1.2 Oolites rich in *Marinella*

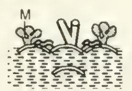
Marinella nodules with sizes of several decimetres, rarely with diameters up to 11 cm, occur in marly, oolitic packstone facies containing a low-diversity coral fauna (*Axosmilia* spp., *Ovalastrea* spp.). This type is intercalated in a thick series of oolitic grainstones and packstones which characteristically contain a high amount of lignite debris and detrital quartz, the latter of which commonly serves as ooid nuclei. In many ooid grainstones, *Marinella* typically occurs as a common bioclastic constituent. Small fragments sometimes are encrusted by ooidal cortices.

Many of the ooid grainstones containing *Marinella* nodules and fragments are well sorted, cross-bedded, and do not contain autochthonous fauna. This indicates that they represent mobile, unstabilized ooid shoals which were difficult to colonize. Probably, *Marinella* was partly adapted to such a highly abrasive setting, as are many modern coralline algae both because of their repair capabilities and its ability to regenerate from broken fragments (cf. Steneck 1985). Repetitive short-term stabilization of ooid shoals and subsequent reworking suppressed other organisms and favoured the growth of *Marinella* (Fig. 5 b).

A: *Marinella* in marly oncoid facies



1. marl deposition, high background sedimentation, freshwater influence



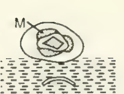
2. stop of background sedimentation and freshwater influence. Growth of *Marinella*, cyanobacteria and corals



3. increasing energy causes fragmentation of biota

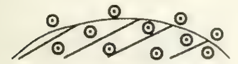


4. growth of *Girvanella* oncoids under freshwater influence

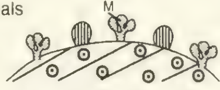


5. fully marine phases during oncoid growth lead to *Marinella* participation

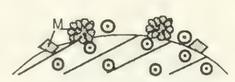
B: *Marinella* within mobile ooid shoals



1. mobile ooid shoals, often rich in detrital quartz

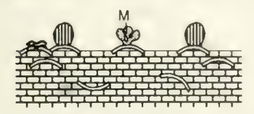


2. short-termed stabilisation of shoals leads to colonialisation by *Marinella* and other algae/cyanobacteria

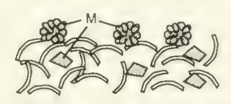


3. renewed substrate mobility causes fragmentation of algae. Regeneration of *Marinella* fragments leads to rhodolite nodules, outcompeting other algae and cyanobacteria not adapted to abrasion

C: *Marinella* in bioclastic limestones

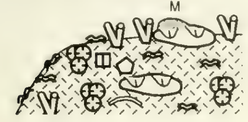


on muddy substrates *Marinella* has only moderate success in overgrowing bioclasts due to many competitors

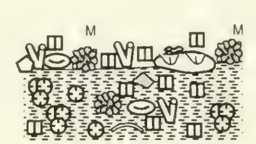


high water energy leads to mobile bioclastic sediments and favours growth of *Marinella* rhodolites. The highly abrasive mobile substrate suppresses competitors of *Marinella*

D: *Marinella* in coral reefs



Marinella is very rare in calcareous reefs rich in microbial crusts, possibly due to frequent competing microencrusters



Marinella is more abundant in reefs rich in unstabilised bioclastic debris. The loose material creates niches with abrasive stress suitable for the growth of *Marinella* nodules

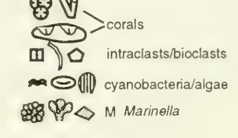


Fig. 5: Occurrence and palaeoenvironmental demands of *Marinella lugeoni* based on data from the Upper Jurassic of Portugal.

3.1.3 Bioclastic wackestones, floatstones and rudstones with *Marinella*

Marinella is a subordinate, sometimes common constituent of bioclastic, partly nodular, wackestones and floatstones which contain fragments of corals, coralline sponges and echinoids. Often the alga appears in sediments rich in *Trichites* sp., a pinnacean fully marine bivalve which could possibly tolerate minor salinity fluctuations. More frequently, *Marinella* occurs in bioclastic rudstones. Occasionally, pure *Marinella* rudstones exist. In the rudstones, *Marinella* is mostly fragmented but sometimes forms large, centimetre-sized, rhodolite nodules.

The mud-supported facies represents low to medium energy, muddy substrates where *Marinella* had many competitors in colonizing the available bioclasts. This explains the moderate success of *Marinella* in such sediments. Generally increased water energy, or more likely, more frequent high-energy events gave rise to grain-supported, mobile substrates. This hostile habitat suppressed other competitors for settling on bioclasts and favoured the growth of *Marinella* (Fig. 5 c).

Marinella also occurs in coral reef facies. It may be a common constituent in slighly marly reef limestones exhibiting a high amount of bioclastic debris, whereas it it very rare in purely calcareous reef rocks. In the well developed Kimmeridgian Ota Coral Reef of Portugal, for example, it only occurs as a very rare element in crust-rich boundstones, although the diversity of other algal-type taxa is very high (Leinfelder 1992). Here, *Marinella* exhibits an encrusting growth habit and did not develop radially arborescent branches.

In purely calcareous reef settings *Marinella* obviously had little success. Possibly, the growth rate of *Marinella* was slower than for most of the other encrusting algal, algal-type and microbial forms (e. g. microbial crusts, *Bacinella*, *Lithocodium*, see Leinfelder et al. 1993). Interestingly, in slightly marly reef settings, *Marinella* is much more frequent. It seems that

cyanobacterial crusts were more vulnerable to occasional clay sedimentation than *Marinella*. Additionally, many of these marly reefs contain more unstabilized debris than the calcareous reefs, where bioclasts are mostly cemented by microbial crusts. The unstabilized debris resulted in abrasive microenvironments within the reefs, which were the sites for *Marinella* settlement (Fig. 5 d).

3.2 DEMANDS AND ADAPTATIONAL STRATEGIES OF *MARINELLA*

The environmental demands for growth of *Marinella* differ significantly from other algal or microbial organisms of the Upper Jurassic. Although there is a wide overlap in distribution with other alga and cyanobacteria, *Marinella* is commonly outcompeted by others in classical environments for benthic algae such as reefs and lagoons. This might be particularly due to a very slow growth rate and a high demand of light for *Marinella*. The alga had a certain tolerance towards fluctuating salinities and had its maximum distribution in mixed salinity settings. Despite being a slightly euryhaline form, the occurrence of the alga pinpoints the maximum improvement of salinity in otherwise hypohaline or hyperhaline settings as is indicated by the partial co-occurrence of small corals. Another ecological advantage was even more crucial. As many modern coralline meliobesioid algae, *Marinella* could thrive in highly abrasive settings. Some modern meliobesioids conquered the highest energy settings such as the reef rim, where water loaded with sediment particles is strongly abrasive. Encrusting corallines in tranquil settings are dependant on bioabrasion caused by grazing organism such as gastropods (Steneck 1982). Such abrasion is necessary to prevent settlement of other algae and microbes on the corallines. A certain damage of the skeletal tissue is tolerated since corallines have high regeneration abilities. The dominant occurrence and the partially large size of *Marinella* in abrasive settings such as cross-bedded ooid grainstones or sandy oolites clearly suggests that *Marinella* already had similar abilities. Probably, even fragmentation was tolerated since it helped the rapid distribution of branch fragments from which new thalli could develop. *Marinella* was a eurytopic form but had its maximum distribution in an ecological niche which previously was not occupied. This niche was characterized by mostly unstable substrates, abrasive events, input of terrigeneous material and salinity excursions. Such adaption led to the more than 100 million year lasting success of *Marinella*.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank E. Moussavian, Munich, for stimulating discussion on the phylogeny of red algae. M. Nose and D. Schmid, Stuttgart, provided additional material. R. Liebreich and M. Werner, Munich, and A. Fels, Stuttgart, is thanked for SEM and EDX assistance. F. Höck, Munich, performed most of the fotografic work.

Some of the field work was financially supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG-projects SCHM-452/1,5 and LE 580/1).

REFERENCES

Barattolo, F. (1991): Mesozoic and Cenozoic Marine Benthic Calcareous Algae with Particular Regard to Mesozoic Dasycladaceans. - In: Riding, R., Calcareous Algae and Stromatolites, 504-540, 6 figs., 7 pls.; Berlin (Springer).

Barattolo, F. & Del Re, M. C. (1985): Alghe rosse Solenoporacee del Cenomaniano dei dintorni di Caserta (Appennino meridionale, Italia). - Boll. Soc. Natur. Napoli, **93** (1984): 203-255, 6 figs., 2 tabs., 13 pls.; Napoli.

Beckmann, J.-P. & Beckmann R. (1966): Calcareous Algae from the Cretaceous and Tertiary of Cuba. - Schweiz. Paläont. Abh., **85**: 1-45, 2 figs., 12 pls.; Basel.

Bengtson, P. & Berthou, P.Y. (1982): Microfaciès et echinodermes incertae sedis des dépôts albiens à coniaciens du Bassin de Sergipe - Alagoas, Brésil. - Cah. Micropaléont., **1982-3**, 13-24, 2 figs., 1 tab., 4 pls.; Paris.

Berthou, P. Y. & Poignant, A. F. (1969): Aperçu sur les algues cénomaniennes du Portugal. - C. R. Séance Acad. Sci. Paris, sér. D, **268**: 2544-2547; Paris.

Bolliger, W. & Burri, P. (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., **140**: 1-96, 37 figs., 4 tabs., 15 pls.; Bern.

Bosellini, A. & Ginsburg, R. N. (1971): Form and internal structure of recent algal nodules (rhodolites) from Bermuda. - J. Geol., **79**: 669-682; Chicago.

Bosence, D. W. (1983): The Occurrence and Ecology of Recent Rhodoliths - A Review. - In Peryt, T. M. (ed.), Coated Grains, 225-242, 5 figs., 1 tab.; Berlin (Springer).

Bosence, D. W. J. (1991): Coralline Algae: Mineralization, Taxonomy, and Palaeoecology. In: Riding, R., Calcareous Algae and Stromatolites, 98-113 figs., 2 tab.; Berlin (Springer).

Bouroulec, J. & Deloffre, R. (1968): Les Algues du Néocomien d'Aquitaine. - Bull. Centre Rech. Pau - SNPA, **2** (2): 213-261, 3 figs., 9 tabs., 6 pls.; Pau.

Buchbinder, B. & Halley, R. B. (1985): Occurrence and Preservation of Eocene Squamariacean and Coralline Rhodoliths: Eua, Tonga. - In: Toomey, D. F. & Nitecki, M. H. (eds.), Paleoalgology: Contemporary Research and Applications, 248-256, 13 figs.; Berlin, Heidelberg (Springer).

Cabioch, J. (1971): Étude sur les Corallinacées. I. Caractères généraux de la cytologie. - Cah. Biol. Mar., **12** (2): 121-186, 16 figs., 2 pls.; Paris.

Canérot, J. (1979): Les algues et leurs environnement dans le Malm et le Crétacé inférieur des Chaines Ibérique et Catalane (Espagne). -

Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2): 505-518, 4 figs., 2 tabs.; Pau.

Chave, K. E. & Wheeler, B. D. (1965): Mineralogic changes during growth in the red alga *Clamromorphum compactum*. - Science, **147**: 821; Washington.

Cherchi, A., Gupta, V. A. & Schroeder, R. (1984): Late Aptian calcareous algae and larger Foraminifera from Khalsi, Ladakh, India. - Bull. Ind. Geol. Assoc., **17** (2): 145-157, 3 pls.; Chandigarh.

Cuif, J. P. (1969): Differenciation du tissu reproducteur chez les Solénopores triassiques. - C. R. Acad. Sci., sér D, **268**: 776-778, 2 pls.; Paris.

Diaconu, M. & Dragastan, O. (1969): Triassic calcareous algae from the Apuseni Mountains (Rumania). - Rev. Palaeobot. Palynol., **9**: 63-101, 1 tab., 10 pls.; Amsterdam.

Dragastan, O. (1982): Lower Cretaceous marine algae and Calpionellidae from Candas (San Pedro) - Asturias Province (Spain). - Cuadernos Geología Ibérica, **8**: 125-143, 1 fig., 4 pls.; Madrid.

Dragastan, O. (1985): Review of Tethyan Mesozoic Algae of Romania. - In: Toomey, D. F. & Nitecki, M. H. (eds.), Paleoalgology: Contemporary Research and Applications, 101-161, 5 figs., 28 pls.; Berlin, Heidelberg (Springer).

Elliot, G. F. (1959): New calcareous algae from the Cretaceous of Iraq. - Rev. Micropaleont., **1** (4): 217-222, 2 pls.; Paris.

Flajs, G. (1977): Die Ultrastrukturen des Kalkalgenskeletts. - Palaeontographica, Abt. B, **160**: 69-128, 16 figs., 1 tab., 17 pls.; Stuttgart.

Flügel, E. (1979): Paleoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of platform and reef carbonates from the Alps. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2): 569-587, 5 figs., 1 tab., 3 pls.; Pau.

Füchtbauer, H. (ed.) (1988): Sediment-Petrologie. Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. 4th. edit., 1141 pp., 660 figs., 113 tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

Gollesstanek, A. (1979): The stratigraphic distribution of fossil calcareous algae in southern Iran. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2): 619-624, 1 tab.; Pau.

Golonka, J. (1970): Calcareous algae from the Upper Jurassic of the southern periphery of the Swietokrzyskie Mts. Part I.: Rhodophyta. - Bull. Acad. Polon. Sci., sér. sci. géol. géogr., **18** (2): 75-84, figs. 1-9; Warszawa.

Harland, T. L. & Torrens, H. S. (1982): A redescription of the Bathonian red alga *Solenopora jurassica* from the Gloucestershire, with remarks on its preservation. - Palaeontology, **25** (4): 905-912, 1 fig., pl. 100; London.

Höfling, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). - Münchner Geowiss. Abh. (A), **3**: 241 pp., 55 figs., 18 pls.; München.

Imaizumi, R. (1965): Late Jurassic algae from Honsu and Shikoku, Japan. - Sci. Rep., Tokoku Univ., ser. 2 (geol.), **37** (1): 49-62, pl. 9-14; Tokoku.

Jaffrezo, M. (1974): Les algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières (2ème partie). - Rev. Micropaléont., **17** (1): 23-32, 1 tab., 2 pls.; Paris.

Johansen, H. W. (1981): Coralline algae, a first synthesis. - 239 pp.; Boca Raton (CRC Press).

Johnson, J. H. (1961a): Jurassic algae from the subsurface coast. - J. Paleont. **35** (1): 147-151, 3 tabs., pl. 31-32; Tulsa.

Johnson, J. H. (1961b): Limestone-Building Algae and Algal Limestones. - 297 pp., 139 pls.; Boulder (Colorado School of Mines).

Johnson, J. H. (1964): The Jurassic Algae. - Quart. Colorado School of Mines, **59** (2): 129 pp., 45 pls.; Golden.

Johnson, J. H. (1969): A Review of the Lower Cretaceous Algae. - Prof. Contr. Colorado School Mines, no. **6**, 180 pp., 51 tabs., 68 pls.; Golden.

Johnson, J. H. & Kaska, H. V. (1965): Fossil algae from Guatemala. - Prof. Contr. Colorado School of Mines, **1**: 152 pp., 44 tabs., 47 pls.; Boulder.

Lauverjat, J. & Poignant, A. F. (1978): Les algues de la série à Vascocératidés du bassin occidental portugais. - Cah. Micropal., **1978** (3): 121-126, 2 pls.; Paris.

Leinfelder, R. R. (1986): Facies, Stratigraphy and Paleogeogeographic Analysis of Upper? Kimmeridgian to Upper Portlandian Sediments in the Environs of Arruda dos Vinhos, Estremadura, Portugal. - Münchner Geowiss. Abh, A **7**: 1-216, 23 figs., 16 pls.; München.

Leinfelder, R. R. (1992): A modern-type Kimmeridgian reef (Ota Limestone, Portugal): Implications for Jurassic reef models. - Facies, **26**: 11-34; 13 figs., pl. 4-7; Erlangen.

Leinfelder, R. R., Nose, M., Schmid, D. U. & Werner, W. (1993): Microbial Crusts of the Late Jurassic: Composition, Palaeoecological Significance and Importance in Reef Construction. – Facies, **29**: 195–230, 13 figs., pl. 38–42; Erlangen.

Lemoine, M. (Mme P.) (1925): Contribution à l'étude des corallinacées fossiles. VIII. Mélobésiées de l'Aptien et du l'Albien. - Bull. Soc. géol. France, sér. 4, **25**: 3-10, 3 figs., 1 pl.; Paris.

Lemoine, M. (Mme P.) (1939): Les algues calcaires fossiles de l'Algérie. - Mat. Carte Géol. Algérie, 1ère sér. (paléont.), no. **9**: 128 pp., 80 figs., 3 pls.; Macon.

Lemoine, M. (1977): Les difficultés de la phylogénie chez les Algues Corallinacées. - Bull. Soc. géol. France, (7), **19** (6): 1319-1325, 3 figs.; Paris.

Maslov, V. P. (1962): Fossile Rhodophyceen der UdSSR und ihre Faziesverteilung (russ.). - Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR: 22 pp., 128 figs., 36 pls.; Moskau.

Masse, J.-P. (1979): Schizophytoides du Crétacé inférieur. Caractéristiques et signification écologique. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2): 685-703, 3 figs., 3 pls.; Pau.

Masse, J.-P. & Poignant, A.-F. (1971): Contribution à l'étude des algues du Crétacé inférieur provençal. Interêt stratigraphique. - Rev. Micropaléont., **13** (4): 258-266, 2 pls.; Paris.

Milliman, J. D. (1974): Marine Carbonates. - 375 pp., 94 figs., 39 pls.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

Misik, M. (1979): Jurassic and Cretaceous algae (Dasycladales excepted) from the West Carpathians. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2): 705-712, 2 pls.; Pau.

Moussavian, E. (1989): Über die systematische Stellung und die Bestimmungskriterien der Solenoporaceen (Rhodophyceae). - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **109**: 51-91, 6 pls.; Frankfurt am Main.

Moussavian, E. (1991): New aspects of the phylogeny of Coralline red algae (Rhodophyta): Cretaceous - Recent. - Abstracts 5th Intern. Symp. Fossil Algae, Capri 7-12 april 1991: 45-46; Capri.

Moussavian, E. (1992): On Cretaceous Bioconstructions: Composition and Evolutionary Trends of Crust-Building Associations. - Facies, **26**: 117-144, 1 fig., pl. 23-30; Erlangen.

Mu, X. (1991): Fossil Udoteaceae and Gymnocodiaceae. - In: Riding, R. (ed.), Calcareous Algae and Stromatolites, 146-166, 3 figs., 1 tab., 1 pl.; Berlin (Springer).

Pentecost, A. (1991): Calcification Processes in Algae and Cyanobacteria. - Riding, R. (ed.), Calcareous Algae and Stromatolites, 3-20, 4 figs.; Berlin (Springer).

Persoz, F. & Remane J. (1973): Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. - Ecl. geol. Helv., **66** (1): 41-70, 5 figs., 1 tab., 4 pls.; Basel.

Peryt, T. M. (1983): Classification of Coated Grains. - In Peryt, T. M. (ed.), Coated Grains, 3-6, 2 tabs.; Berlin (Springer).

Peybernès, B. (1979): Les algues du Jurassique et du Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles. Intérêt biostratigraphique et paléoécologique. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2): 733-741, 3 figs.; Pau.

Pfender, J. (1939): Sur un calcaire phytogène du Lias inférieur d'Espagne et l'extension de ce faciès en quelques autres régions. - Bull. Soc. Vaud., Sci. Nat., 60, no. **248**: 213-228, 5 pls.; Lausanne.

POIGNANT, A.-F. (1978): Les algues rouges cénomaniennes. - Géol. Méditerran., **5** (1): 169-172; Marseille.

POIGNANT, A.-F. (1979 a): Les corallinacées mésozoiques et cénozoiques: hypthèses phylogénetiques. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2): 753-755, 1 figs.; Pau.

POIGNANT, A.-F. (1979 b): Détermination générique des corallinacées mésozoiques et cénozoiques. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3** (2): 757-765, 2 pls.; Pau.

POIGNANT, A.-F. (1991): The Solenoporaceae: A General Point of View. - In RIDING, R. (ed.), Calcareous Algae and Stromatolites, 88-97; Berlin (Springer).

POIGNANT, A. & LOBITZER, H. (1982): Les algues de l'Albien supérieur du Nigeria. - Cah. Micropaléont., **1982** (2): 35-40, 1 pl.; Paris.

RADOICIC, R. (1970): Algae in the Jurassic and the Cretaceous of South Herzegowina (serb.-kroat.). - Bull. Inst. Geol. Sarajevo, **14**: 99-108, 15 pls.; Sarajevo.

RAMALHO, M. M. (1971): Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). - Mem. Serv. Geol. Portugal, n. s., **19**: 212 pp., 10 figs., 8 tabs., 39 pls.; Lisboa.

RAMALHO, M. M. (1981): Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. - Commun. Serv. Geol. Portugal, **67** (1): 41-45, 2 figs.; Lisboa.

REITNER, J. (1987): Mikrofazielle, palökologische und paläogeographische Analyse ausgewählter Vorkommen flachmariner Karbonate im Basko-Kantabrischen Strike Slip Fault - Becken-System (Nordspanien) an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide. - Documenta Naturae, **40**: 239 pp., 120 figs., 50 pls.; München.

REY, J. (1972): Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). - Mem. Serv. Geol. Portugal, n. s. **21**: 477 pp., 162 figs., 26 tabs., 21 pls.; Lisboa.

RIDING, R. (1977): Problems of Affinity in Palaeozoic Calcareous Algae. - In: FLÜGEL, E. (ed.), Fossil Algae. Recent Results and Developments, 202-212, 2 tabs.; Berlin, Heidleberg, New York (Springer).

ROMANES, M. F. (1916): Note on an algal limestone from Angola. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 51, Part III (**16**): 581-584, 1 pl.; Edinburgh.

SRIVASTAVA, N. K. (1973): Neocomian calcareous algae from Bolskoi Balkhan, USSR. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1973** (11): 690-708, 25 figs.; Stuttgart.

STENECK, R. S. (1982): Adaptive trends in the ecology and evolution of crustose coralline algae (Rhodophyta, Corallinaceae). - Diss. The Johns Hopkins Univ., Baltimore, 253 pp.; Ann Arbor (Univ. Microfilms Intern.).

STENECK, R. S. (1985): Adaptations of Crustose Coralline Algae to Herbivory: Patterns in Space and Time. - in TOOMEY, D. F. & NITECKI, M. H. (eds.), Paleoalgology: Contemporary Research and Applications, 352-366, 7 figs.; Berlin (Springer).

TAPPAN, H. (1980): The paleobiology of plant protists. - XXI + 1028 pp.; San Francisco (Freeman).

WERNER, W. (1986): Palökologische und biofazielle Analyse des Kimmeridge (Oberjura) von Consolação, Mittelportugal. - Zitteliana, **13**: 109 pp., 32 figs., 20 tabs., 18 pls.; München.

WRAY, J. L. (1977): Calcareous algae. - Developm. Sediment., **20**: 790 pp., 170 figs.; Amsterdam (Elsevier).

WRIGHT, V. P. (1985): Seasonal banding in the alga *Solenopora jurassica* from the Middle Jurassic of Gloucestershire, England. - Jour. Paleont., **59** (3): 721-732, 5 figs.; Lawrence.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	123–132	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Kretazische Grünalgen aus Flachwassergesteinen der Nördlichen Kalkalpen: Ein Überblick

Von

FELIX SCHLAGINTWEIT*)

Mit 2 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Der gegenwärtige Kenntnisstand über kretazische Grünalgen (Dasycladaceen, Udoteaceen) in den Nördlichen Kalkalpen (NKA) wird vorgestellt. Grünalgen-führende karbonatische Flachwassergesteine mit geringem siliziklastischen Einfluß treten in der kalkalpinen Kreide nur in geringen Mächtigkeiten und mit diskontinuierlicher Verbreitung (zeitlich und räumlich) auf. Dies ist mit ein Grund dafür, warum die Diversitäten, im Vergleich zu anderen peri-mediterranen Karbonatplattformen, deutlich geringer sind. Ihre Vorkommen im Lerchkogelkalk (Berrias), allochthonen Urgonkalken (Barreme-Alb), den Branderfleck-Schichten (Cenoman-Turon, ?Coniac) und der Gosau (?Turon, Coniac-Santon) wird im Zusammenhang mit dem kompressiven Geschehen der kretazischen, alpinen Orogenese gesehen. Flachwassergesteine sind aus dem Zeitbereich Valangin-Hauterive im Bereich der NKA nicht überliefert. Im Intervall Campan-Maastricht (höhere Gosau) sind solche zwar bekannt, jedoch sind aus diesen bislang keine Grünalgen beschrieben worden. Das oftmals allochthone Vorkommen (Gerölle, Olistolithe) limitiert ihre biostratigraphische Verwertbarkeit.

ABSTRACT

The present state of knowledge on alpine Cretaceous chlorophycean algae (Dasycladaceae, Udoteaceae) is presented. Chlorophycean bearing neritic limestones occur only in small thicknesses and discontinuously (time and space) in the alpine Cretaceous. This fact accounts for the small diversities in comparisons to Cretaceous carbonate platforms of the perimediterranean region. They are reported from the Lerchkogel Limestone (Berriasian), allochthonous Urgonian limestones (Barremian-Albian), the Branderfleck Formation (Cenomanian-Turonian, ?Coniacian) and the Gosau Formation (?Turonian, Coniacian-Santonian). There is a lack of these organisms during the Valanginian-Hauterivian and the Campanian-Maastrichtian interval. In summary, their occurrences and structural setting is related to the compressive Cretaceous orogeny of the Eastern Alps. Furthermore, the often allochthonous occurrences (pebbles, olistoliths) restrict their biostratigraphic significance.

1. EINLEITUNG

In den Nördlichen Kalkalpen (NKA) sind Grünalgen, i. w. Dasycladaceen, in den triadischen Riff- und Plattformkarbonaten weit verbreitet und schon seit längerer Zeit aus dem Wettersteinkalk (Ladin), Dachsteinkalk (Nor-Rhät) und den Oberrhät-Riffkalken bekannt und beschrieben worden (z. B. OTT 1967). Mit der Subsidenz der Karbonatplattformen („drowning") im tieferen Jura verschwinden auch die Kalkalgen in den überlieferten Sedimenten. Durch die ersten kompressiven Bewegungen im Oberjura (Oxford/Kimmeridge) kamen durch tektonisches Uplifting im mittleren Abschnitt der NKA (Juvavikum) lokal Bereiche wieder in flach-

*) Dr. FELIX SCHLAGINTWEIT, Lerchenauerstr. 167, D-80935 München

marines Niveau. In diesen Plassenkalken sind Dasycladaceen ein häufiges Florenelement (z. B. STEIGER & WURM 1980), eine monographische Bearbeitung dieser jurassischen Kalkalgen steht allerdings noch aus.

Die Kenntnis über das Vorkommen von Grünalgen in kretazischen Sedimenten der Kalkalpen ist noch recht gering und basiert im wesentlichen auf Arbeiten der letzten 10 Jahre. Anstehende Flachwasserkalke waren lange Zeit nur aus der oberkretazischen Gosau-Formation (z. B. KLINGHARDT, 1939: „Krönner-Riff") und dem Lerchkogelkalk, der früher noch als Nor angesehen wurde (HAHN 1910), aufgrund neuerer stratigraphischer Erkenntnisse aber in das Tithon-Berrias einzustufen ist (FERNECK 1962; DARGA & SCHLAGINTWEIT 1991), bekannt. Allochthone Flachwassergesteine (mit Grünalgen) aus der höheren Unterkreide (Urgonfazies) und der Mittelkreide wurden erst durch die Arbeiten von GAUPP (1980) und HAGN (1982) entdeckt und als solche erkannt. Dies mag u. a. daran gelegen haben, daß bei früheren Bearbeitern bevorzugt die „exotischen" Kristallinkomponenten bei qualitativen Geröllanalysen im Blickpunkt des Interesses standen. Die Bedeutung dieser resedimentierten Flachwassergesteine für die Rekonstruktion der kretazischen Orogenese der Ostalpen ist erstmalig durch die Arbeiten von GAUPP (1980) und HAGN (1982) herausgestellt worden.

In der vorliegenden Arbeit soll ein komprimierter Überblick über das Vorkommen von Grünalgen in kalkalpinen Flachwassergesteinen der Kreidezeit gegeben werden.

DANK

Den folgenden Herren danke ich für die Einsichtnahme ihres Probenmaterials bzw. die Zuverfügungstellung einiger Vergleichsproben: Prof. Dr. H. HAGN, Prof. Dr. K. F. WEIDICH †, Dr. R. DARGA, Dr. O. LEISS, Dipl.-Geol. H. VON ROCHOW, Dipl.-Geol. O. EBLI (alle München) und Dr. J. HARLOFF (Stuttgart). Herrn Dr. M. WAGREICH (Wien) danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

2. VORKOMMEN KRETAZISCHER GRÜNALGEN IN DEN NÖRDLICHEN KALKALPEN

Aufgrund noch bestehender systematisch-taxonomischer Unsicherheiten bei einigen Gruppen/Formen (Thaumatoporellen, *Bacinella/Lithocodium*, einige Mikroproblematika), beschränken sich die Ausführungen in der vorliegenden Arbeit auf die Dasycladaceen und Udoteaceen.

Bislang sind aus der alpinen Kreide 13 Gattungen und 22 Arten von Dasycladaceen bekannt gemacht worden (Tab. 1). In dieser Aufstellung findet die Gattung *Acicularia* D'ARCHIAC aufgrund der nicht nachvollziehbaren Artaufsplitterung keine Berücksichtigung. Die auftretenden Udoteaceen gehören zu den Gattungen *Arabicodium* ELLIOTT, *Boueina* TOULA und *Halimeda* LAMOUROUX. Ein Endemismus ist zu keiner Zeit nachweisbar.

2.1 LERCHKOGELKALK

Im Lerchkogelkalk des Dietrichshorns wurden von DARGA & SCHLAGINTWEIT (1991) 6 Mikrofaziestypen (MF-Typen) unterschieden, in denen Dasycladaceen omnipräsent sind. Die

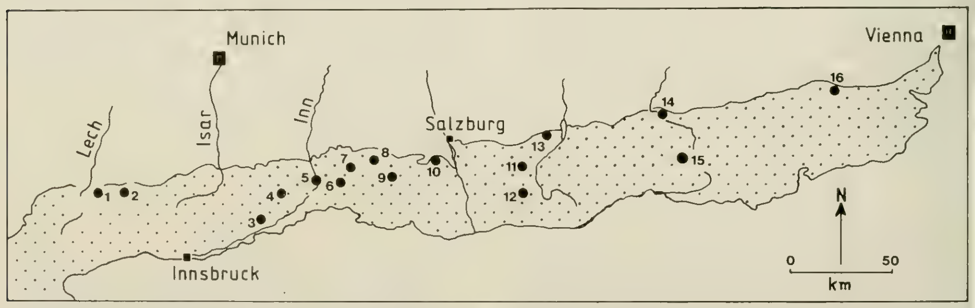


Abb. 1: Lokalitäten mit Vorkommen kretazischer Grünalgen in den Nördlichen Kalkalpen, zusammengestellt aus den Zitaten im Schriftenverzeichnis. Lerchkogelkalk: Dietrichshorn (9); Urgonkalke: Thierseemulde (4), Kohlenbach (6), Oberwössen (7), Florianiberg und Oberaudorf (5), Klausbach/Langbathzone (13), Losenstein (14); Branderfleck-Schichten: Branderschrofen (1), Linderhof (2), Urschlauer Achen (8); Gosau-Schichten: Brandenberg und Pletzachalm (3), Lattengebirge (10), Weißwasser/Unterlaussa (15), Lilienfeld (16), Strobler Weißenbach/St. Wolfgangsee (11), Pass Gschütt/Gosau (12).

Fazies läßt sich einem restriktiv-lagunären, internen Plattformbereich zuordnen. Als Besonderheit ist das gemeinsame Vorkommen von *Zergabriella embergeri* (BOUROULLEC & DELOFFRE) und *Macroporella? praturloni* DRAGASTAN in Foraminiferen-Algen-Onkoidkalken hervorzuheben (Taf. 1, Fig. 1-4). Dieser Faziestyp ist als Bildung eines lagunären Küstenbereichs mit brackischen Einflüssen anzusehen. Die paläobiogeographische Bedeutung von *Z. embergeri* (BOUROULLEC & DELOFFRE) liegt in ihrer Beschränkung auf den ehemaligen Nordrand der Tethys (= province nord-mésogéene, PÉLISSIÉ et al. 1982). Das Vorkommen im Lerchkogelkalk der Nördlichen Kalkalpen stellt die räumliche Verbindung zwischen der westlichen Tethys (Spanien, Pyrenäen, S-Frankreich, Sardinien) zum Balkan und der Krim dar (vgl. Abb. 1 D bei PÉLISSIÉ et al. 1982). Mit Hilfe von Kalkalgen und benthonischen Großforaminiferen ist für den Lerchkogelkalk ein Tithon-Berrias-Alter gesichert (DARGA & SCHLAGINTWEIT 1991). Ein Hinaufreichen in das Valangin, wie es FERNECK (1962) angibt, ist bislang nicht nachgewiesen. Möglicherweise ist aber ein Zusammenhang zwischen dem mit den Rossfeld-Schichten einsetztenden Sedimentationsumschwung im oberen Valangin (WEIDICH 1990) und dem Ende der karbonatischen Plattformentwicklung der Lerchkogelkalke gegeben. Weitere Untersuchungen hierzu, wie beispielsweise eine stratigraphische Detailgliederung von Profilen auf der Basis von Mikrofossilien, wären wünschenswert.

Nach TOLLMANN (1987 a) fand die Sedimentation der Lerchkogelkalke und liegenden Loferer-Schichten am Top einzelner Hallstätter Schollen im mittleren Kalkalpenabschnitt statt, die gravitativ in das Becken der Oberalmer-Schichten einglitten. Als Ursache für diese Zerlegung des triassischen Kalkalpensüdrandes wird nach neueren plattentektonischen Vorstellungen die Schließung des Vardarozeans im Süden durch Kollision interpretiert (Diskussion in TOLLMANN 1987 b).

2.2 URGONKALKE

Nach einer Überlieferungslücke im Valangin-Hauterive (vgl. Abb. 2) sind in den Nördlichen Kalkalpen erst wieder im Barreme Flachwassergesteine („Urgon-Fazies") bekannt. Aus den vermutlich jüngeren Anteilen der klastischen Rossfeld-Schichten (Valangin-unteres Apt) finden sich gelegentlich Reste von typischen Flachwasserorganismen wie *Bacinella/Lithocodium* oder die Rotalge *Archaeolithothamnium rude* LEMOINE, aber keine Grünalgen. Diese Vorkommen werden im Zusammenhang mit der Installation einer Urgonfazies-Entwicklung (Oberes Barreme-Alb/?tieferes Cenoman) am Kalkalpensüdrand als Folge der Kollission bzw. teilweisen Obduktion der Vardarzone gesehen (SCHLAGINTWEIT 1991 a). Die Mikrofaziesanalyse der allochthonen Urgonkalke (Gerölle, Olistolithe, allodapische Kalke) erbrachte 29 verschiedene MF-Typen, von denen 11 Dasycladaceen enthielten. Grünalgen finden sich verbreitet in Geröllen mit Oberbarreme- bis Oberapt-Alter. Im Alb ist das Vorkommen von Grünalgen auf Vertreter der Gattung *Neomeris* LAMOUROUX und Reste von *Boueina* TOULA beschränkt. In den Faziestypen mit Alb-Alter finden sich vor allem Rotalgen, wie beispielsweise die im westlichen Tethysbereich (Spanien, S-Frankreich) verbreitete sog. „facies du Vimport" (SCHLAGINTWEIT 1987). Dieses „blooming" der Rotalgen im Alb wird mit dem evolutionären Zurücktreten der Dasycladaceen direkt in Verbindung gebracht (POIGNANT 1983 a).

Die peri-rezifalen Faziestypen (grainstones/rudstones) der externen Plattform des oberen Barrême (unteren Apt), die in den allodapischen Urgonkalken (grainstones, rudstones) der Thierseemulde (HAGN 1982) und des Klausbachgrabens der Langbathzone (SCHÖLLHORN & SCHLAGINTWEIT 1991) umgelagert wurden, sind charakterisiert durch die Udoteaceen *Boueina hochstetteri* TOULA (Taf. 1, Fig. 10) und *Arabicodium aegagrapiloides* ELLIOTT sowie die Dasycladacee *Triploporella* gr. *marsicana* PRATURLON (Taf. 1, Fig. 11). In ihnen sind die Kalkalgenthalli oftmals zerbrochen und abgerollt, was ihre Bestimmung erschwert. Salpingoporellen sind relativ häufig in den Rudisten- und Foraminiferen-Biomikriten (wackestones, floatstones) der internen Plattform (Taf. 1, Fig. 5). Eine weitere typische Art dieser MF-Typen stellt *Cylindroporella* sp. (= *C. lyrata* MASSE & LUPERTO SINNI in SCHLAGINTWEIT 1991a: Taf. 19, Fig. 6-13, 15-16) dar (Taf. 1, Fig. 7-9, 14). In Übereinstim-

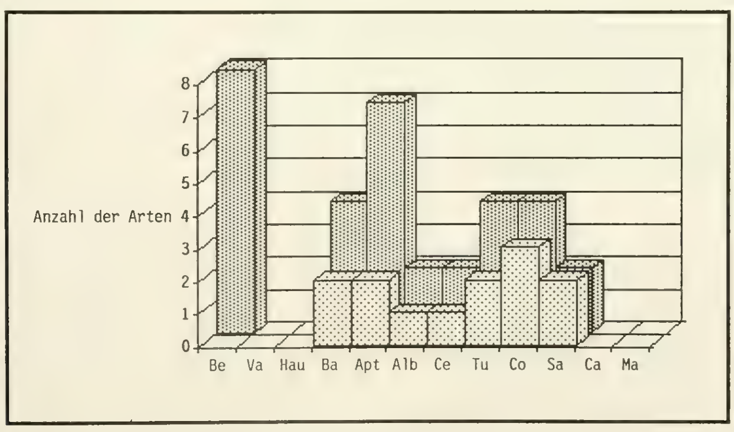


Abb. 2: Quantitative Verbreitung der Grünalgen in der kalkalpinen Kreide: Dasycladaceen (hintere Reihe) und Udoteaceen (vordere Reihe).

	Lerchkogelkalk	*Urgonkalke*	*Branderfleck-Schichten*	*Gosau-Schicht-gruppe*
DASYCLADACEEN				
Clypeina jurassica FAVRE	X			
Clypeina ? solkani CONRAD & RADOICIC	X			
* *Cylindroporella sp., basaler Abschnitt*		X		
* *Dissocladella ? pyriformis SCHLAGINTWEIT*			X	X
Falsolikanella hammudai (RADOICIC)			?	X
* *Gen. et sp. indet.*		X		
Griphoporella sp.	X			
Griphoporella ? sp.			X	X
* *Heteroporella lepina PRATURLON*			X	
* *Macroporella ? aptiensis SOKAC*		X		
* *Macroporella ? praturloni DRAGASTAN*				
Neomeris cf. pfenderae KONISHI & EPIS		X	?	?
* *Neomeris gr. cretacea STEINMANN*		X	X	?
Neomeris sp.				X
* *Salpingoporella melitae RADOICIC*		X		
Salpingoporella muehlbergii (LORENZ)		X		
Salpingoporella pygmaea (GÜMBEL)	X	X		
Salpingoporella ? sellii (CRESCENTI)	X			
Salpingoporella annulata CAROZZI	X			
* *Supiluliumaella polyreme ELLIOTT*		X		
* *Trinocladus tripolitanus (RAINERI)*		X		
Triploporella gr. marsicana PRATURLON		X		
* *Zergabriella embergeri (BOUROULLEC & DELOFFRE)*				
UDOTEACEEN				
Arabicodium aegagrapiloides ELLIOTT		X		
* *Boueina hochstetteri TOULA*		X	?	?
Halimeda cf. elliotti CONARD & RIOULT			X	X
Halimeda sp.				X

Tab. 1: Grünalgeninventar der kalkalpinen Kreide.

mung mit neueren Arbeiten handelt es sich um Schnitte durch den basalen, sterilen Thallusabschnitt (engl.: stalk, franz.: tige) von Vertretern der Gattung *Cylindroporella* JOHNSON, 1954 (*C. barnesii* JOHNSON: CONRAD 1982, GRANIER 1988; *C. penduculata* (JAFFREZO): MASSE & LUPERTO SINNI 1989). Der keulenförmige, fertile obere Thallusabschnitt (engl.: stem, franz.: tête) ist auf Taf. 1, Fig. 14 partiell erhalten geblieben. Die Form ist auch aus den Urgonkalkgeröllen der Losensteiner-Schichten des Allgäus bekannt (GAUPP 1983: Taf. 1, Fig. 3: *Acroporella radoicicae* PRATURLON). Als weitere Art ist *Suppiluliumaella polyreme* ELLIOTT zu nennen, die sich in Biospariten (grainstones) mit Oberbarrême-Alter findet (Gerölle vom Florianiberg und Oberwössen; Taf. 1, Fig. 6). Die vorliegenden Bruchstücke der Typusart zeigen die dünnen primären Wirteläste mit den charakteristischen terminalen Schwellungen. Die sekundären Äste sind nicht vollständig in den Tangentialschnitten zu erkennen, jedoch werden sie durch die gerundeten, fingerförmigen Ausstülpungen markiert („glove-finger-like", ELLIOTT 1968).

Die bei SCHLAGINTWEIT (1991a) auf Taf. 19, Fig. 14 als *Gyroporella lukicae* SOKAĆ & VELIĆ abgebildete Dasycladacee ist aufgrund der phloiophoren Ausbildung der Wirteläste der von SOKAĆ (1989) aufgestellten Art „*Macroporella aptiensis*" aus dem unteren Apt von Kroatien zuzuordnen (Taf. 1, Fig. 15). Für diese Alge ist aber auch eine Zugehörigkeit zur Gattung *Neomeris* LAMOUROUX zur Diskussion zu stellen. Ähnliche Formen mit seltenen und kleinen fertilen Ampullen sowie Wirtelästen, die sich distal geringfügig erweitern, sind von DIENI, MASSARI & RADOIČIĆ (1985) aus dem Paleozän von Sardinien beschrieben worden (z. B. *Neomeris* (*L.*) *grandis* DIENI, MASSARI & RADOIČIĆ).

In den Losensteiner-Schichten der kalkalpinen Randzone treten ebenfalls Gerölle von Urgonkalken auf, die von einem externen, nördlich gelegenen Liefergebiet herbezogen werden (GAUPP 1980). Unlängst wurde mit dem Auftreten der Orbitoline *Paracoskinolina? jourdanensis* FOURY & MOULLADE in einem dieser Gerölle unteres Barreme nachgewiesen (SCHLAGINTWEIT 1991 b). Diese Urgonfazies-Entwicklung setzt also etwas früher ein als in den Kalkalpeninternbereichen. Eine Mikrofaziesanalyse und systematische Bearbeitung des Faunen- und Floreninhaltes wäre in diesem Zusammenhang wünschenswert. Von den wenigen bislang untersuchten Geröllltypen stellen Dasycladaceen-Biomikrite mit *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ und *S. muehlbergii* (LORENZ) einen charakteristischen Faziestyp dar (Taf. 1, Fig. 5).

2.3 BRANDERFLECK-SCHICHTEN

Die totale stratigraphische Reichweite der Branderfleck-Schichten beträgt aufgrund von planktonischen Foraminiferen Cenoman - unteres Campan (WEIDICH 1982). In den weitverbreiteten, basalen Orbitolinen-Sandsteinen (unteres Cenoman) finden sich nur Reste von Corallinaceen und gelegentlich Bruchstücke von *Neomeris* sp. Grünalgen finden sich vor allem in Olistolithen (mittleres Cenoman-Turon, ?Coniac), die in Mergel der höheren Branderfleck-Schichten umgelagert auftreten (GAUPP 1980; SCHLAGINTWEIT & WEIDICH 1991; SCHLAGINTWEIT 1992). Einen Überblick über die verschiedenen Mikrofaziestypen der Cenoman/Turon-Olistolithe der Branderfleck-Schichten vermittelt die Arbeit von SCHLAGINTWEIT & WEIDICH (1991). Von den 12 unterschiedenen MF-Typen wurden Grünalgen (i. w. Dasycladaceen) in 7 Geröllltypen festgestellt.

Im mittleren/oberen Cenoman treten Dasycladaceen mit *Neomeris* gr. *cretacea* STEINMANN und *Heteroporella lepina* PRATURLON (Taf. 2, Fig. 8) in sandigen Biomikriten mit Bryozoen und sandschaligen Foraminiferen auf (Taf. 2, Fig. 5). In diesem Geröll-Faziestyp finden sich auch häufig Vertreter der Gymnocodiacee *Permocalculus* ELLIOTT (SCHLAGINTWEIT 1991 d). In rein karbonatischen Olistolithen mit Turon-Alter kommen *Trinocladus tripolitanus* RAINERI und *Dissocladella? pyriformis* SCHLAGINTWEIT in Dasycladaceen-Biomikriten assoziert vor (Taf. 2, Fig. 1). Letztere Art tritt in einem weiteren Faziestyp mit vermutlichem Turon-Alter gemeinsam mit *Halimeda* cf. *elliotti* CONARD & RIOULT auf (Taf. 2, Fig. 3). Beide Arten zusammen mit *Neomeris* sp. repräsentieren auch

Grünalgen-Assoziation	*Stratigraphie*	*Schichtgruppe*	*Faziestyp*	*typische Foraminiferen*
Zergabriella embergeri *Macroporella ? praturloni*	*Berrias*	*Lerchkogelkalk*	*lagunäre, küstennahe Brackwasserfazies*	*Anchispirocyclina lusitanica EGGER*
Triploporella gr. marsicana *Boueina hochstetteri* *Arabicodium aegagrapiloides*	*oberes Barreme (? unteres Apt)*	*Urgonkalke*	*riffnahe Fazies der externen Plattform*	*Palorbitolina lenticularis BLUMENBACH*
Salpingoporella melitae-muehlbergii *Cylindroporella sp.*	*oberes Apt*	*Urgonkalke*	*lagunäre Rudisten-Foraminiferen-Fazies, innere Plattform*	*Milioliden-Orbitolinen-Vergesellschaftung*
Heteroporella lepina *Neomeris gr. cretacea*	*mittleres/oberes Cenoman*	*Branderfleck - Schichten*	*offen-marin, mit klastischem Einfluß*	*Sandschaler, u.a. Charentia cuvillieri NEUMANN*
Trinocladus tripolitanus *Dissocladella ? pyriformis*	*Turon*	*Branderfleck - Schichten*	*rein karbonatische Kalkalgenfazies*	-
Dissocladella ? pyriformis *Neomeris sp./Halimeda cf. elliotti*	*unteres/mittleres Coniac*	*Gosau-Branderfleck Schichten*	*lagunäre Fazies*	*Milioliden, u.a. Vidalina hispanica SCHLUMB., Cuneolinen*
Falsolikanella hammudai *Permocalculus gosaviensis*	*unteres/mittleres Coniac*	*Gosau*	*Rudistenkalk- und Schuttfazies*	*Pseudocyclammina sphaeroidea GENDR., Dictyopsellen, Cuneolinen* *Montcharmontia appeninica DE C.*

Tab. 2: Typische Grünalgen-Vergesellschaftungen, ihre Fazies und stratigraphische Verbreitung.

die typische Algen-Vergesellschaftung in Mergelkalken des unteren/mittleren Coniac im Gosau-Vorkommen Pletzachalm, Tirol (Taf. 2, Fig. 2; vgl. 2. 4).

2.4 GOSAU-SCHICHTGRUPPE

In der Gosau-Schichtgruppe sind Grünalgen auf die Rudistenkalkkomplexe („Riff"- und -schuttkalke) und die direkt damit assozierten Faziestypen (lagunäre Mergelkalke) beschränkt. Einige dieser Buildup-Strukturen sind in ihrer Anlage tektonisch wahrscheinlich an Antiklinalstrukturen gebunden (Leiss 1988). Die isolierten Gosauvorkommen („Becken") weisen spezielle Faziesentwicklungen auf, die von dem jeweiligen Paläorelief, dem Subsidenzverhalten und Trans- und Regressionssequenzen abhängen (Wagreich 1991). Demzufolge markieren die Rudistenkalkkomplexe keinen isochronen Leithorizont und treten auch nicht in jedem Gosauvorkommen auf. Beispiele, denen die Informationen für diese Arbeit entstammen (vgl. Fig. 1), sind die Vorkommen Pletzachalm und Brandenberg („Atzl-Riff"), Lattengebirge („Krönner-Riff"), Pass Gschütt bei Gosau („Brunftloch"), Strobler Weißenbachtal am St. Wolfgangsee und Weißwasser/Unterlaussa.

Typische Vertreter lagunärer Bereiche sind *Neomeris* sp. und *Dissocladella*? *pyriformis* Schlagintweit in Vergesellschaftung mit der Udoteacee *Halimeda* (Taf. 2, Fig. 2, 9). Demgegenüber erscheint *Falsolikanella*? *hammudai* (Radoičić) in den Rudistenkalken und den lateral assoziierten Schuttkalken (Taf. 2, Fig. 4, 7). *Dissocladella*? *pyriformis* Schlagintweit ist bislang nur aus der Oberkreide (Turon-Santon) der Gosau (Typlokalität: Pletzachalm/Rofan in Tirol) und der Branderfleck-Schichten (Typlokalität am Branderschrofen) sowie aus dem höheren Alb von Ägypten (Kuss & Schlagintweit 1988: *Trinocladus* sp., Taf. 19, Fig. 4-5; Kuss & Conrad 1991: *Dissocladella*? sp., Fig. 2.1-2.2) bekannt.

Im Campan-Maastricht sind als typische Flachwassergesteine einer südlichen Randfazies der höheren Gosau Orbitoiden-Lithothamnien-Sandsteine und Rotalgen-Bryozoen-Bioherme aus der Muttekopf-Gosau (Leiss 1988) und mit weiterer Verbreitung in den östlichen Gosau-Vorkommen bekannt (Faupl et al. 1987). Grünalgen werden aus diesen Gesteinen nicht gemeldet (vgl. Abb. 2). Aus der obersantonen-untercampanen Gosau-Gruppe des Miesenbachtales/Niederösterreich beschreiben Schlaginweit & Wagreich (1992) ein gehäuftes Auftreten der Kalkalge *Munieria grambasti sarda* Cherchi et al. in einer limnisch-brackischen Kalkfazies (Taf. 2, Fig. 6, 10). Ihre systematische Zugehörigkeit (Dasycladacee ?, Characee ?) ist nach wie vor umstritten, jedoch wird von vielen Bearbeitern eine Zugehörigkeit zu den Characeen favorisiert. Neben faziellen Gründen für das Fehlen von Grünalgen in diesem Zeitabschnitt reflektiert sich hier auch der allgemeine Artenrückgang der Dasycladaceen am Ende der Kreidezeit, was durch folgende Angaben von Poignant (1982, 1983 b) verdeutlicht wird:

Anzahl der Arten im Cenoman/ Anzahl der Arten im Turon:	1,2
Anzahl der Arten im Turon/ Anzahl der Arten im Coniac:	1,5
Anzahl der Arten im Coniac/ Anzahl der Arten im Santon:	1,25
Anzahl der Arten im Santon/ Anzahl der Arten im Campan:	1,14
Anzahl der Arten im Campan/ Anzahl der Arten im Maastricht:	0,58

Im Gegensatz hierzu ist aus dem paleozänen Kambühelkalk (Typlokalität: Kambühel, N Ternitz in Niederösterreich), der einen Rest eines ehemaligen alpin-karpatischen Riffgürtels darstellt (Tollmann 1976), eine reiche Dasycladaceenflora, u. a. *Belzungia silvestri* (Pfender), *Cymopolia* div. spec. und *Broeckella belgica* Morellet & Morellet (z. B. Tollmann 1976: Abb. 244-245), bekannt (Alpen: Pia 1918, Lein 1982; Karpaten: Býstrický 1976).

Tafel 1 Grünalgen der kalkalpinen Unterkreide

Fig. 1 *Macroporella*? *praturloni* Dragastan. - Schräger Längsschnitt; Lokalität: Dietrichshorn (Lerchkogelkalk, Berrias) (x 45).

Fig. 2 Kalkalgen-Foraminiferen-Onkoidkalk mit Everticyclamminen und Längsschnitt von *Salpingoporella annulata* Carozzi. - Lokalität: Dietrichshorn (Lerchkogelkalk, Berrias) (x 20).

Fig. 3 *Zergabriella embergeri* (Bouroullec & Deloffre) Granier. - Querschnitt mit Gabelung der Äste (Pfeil); links oben die Foraminifere *Anchispirocyclina lusitanica* Egger; Lokaliät: Dietrichshorn (Lerchkogelkalk, Berrias) (x 25).

Fig. 4 *Macroporella*? *praturloni* Dragastan. - Querschnitt; Lokalität: Dietrichshorn (Lerchkogelkalk, Berrias) (x 50).

Fig. 5 Dasycladaceen-Biomikrit (wacke- bis packstone) mit Querschnitten durch *Salpingoporella melitae* Radoičić/*Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz). - Lokalität: Straßenaufschluß der Losensteiner-Schichten (Urgonkalkgeröll, Barreme-Apt) (x 25).

Fig. 6 *Suppiluliumaella polyreme* Elliott. - Tangentialschnitt in Biosparit (grainstone). Lokalität: Oberwössen (Urgonkalkgeröll, oberes Barrême) (x 30).

Fig. 7-9, 14 Verschiedene Schnittlagen durch den basalen, sterilen Thallusabschnitt von *Cylindroporella* sp. - Lokalität: Oberwössen (Urgonkalkgeröll, oberes Apt); (Fig. 7: x 30, Fig. 8-9: x 55, Fig. 14: x 15).

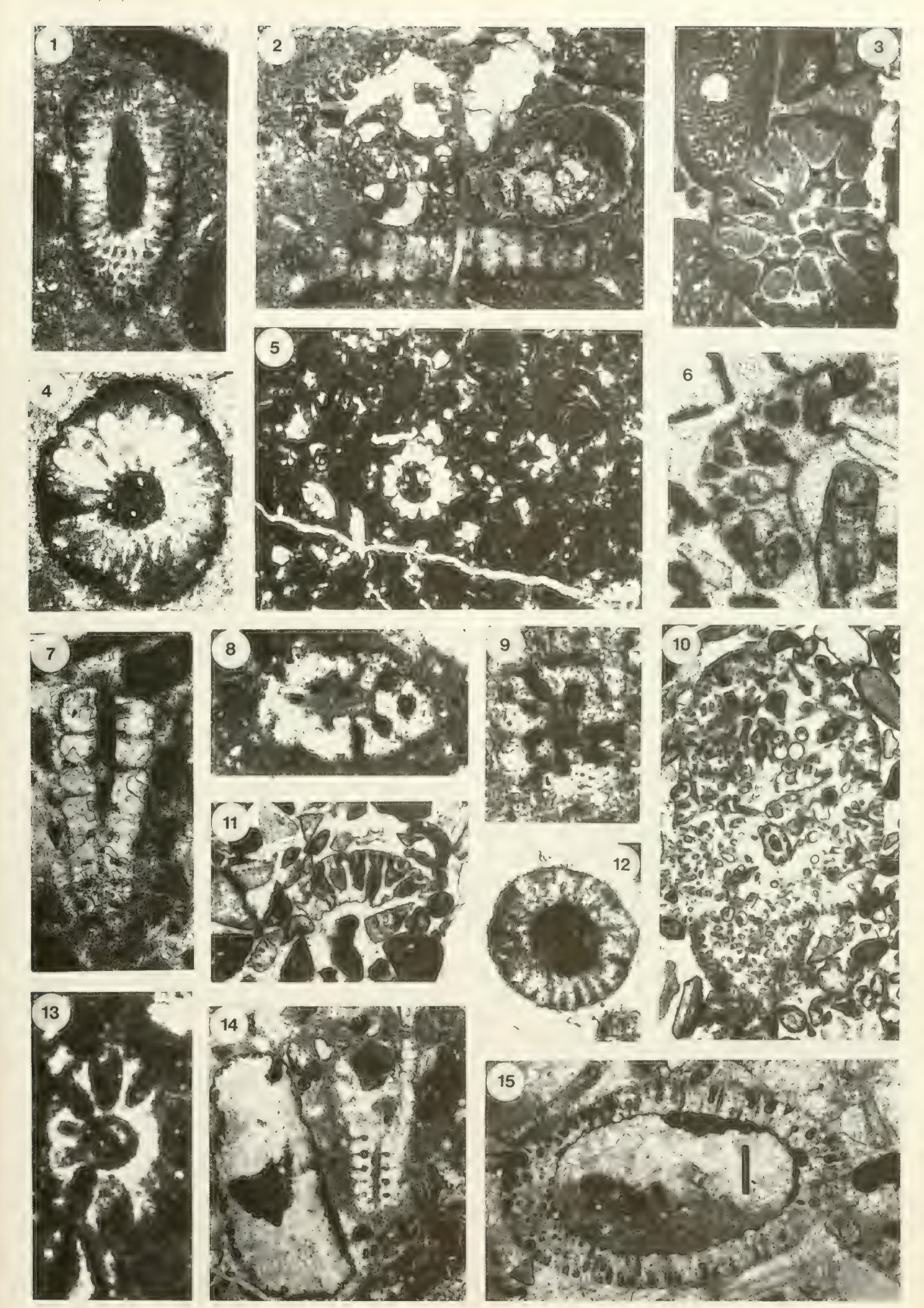
Fig. 10 Udoteacee *Boueina hochstetteri* Toula, mit Mikroproblematikum *Coptocampylodon fontis* Patrulius (in der Mitte) in Biosparit (grainstone). - Lokalität: Oberwössen (Urgonkalkgeröll, oberes Barrême-unteres Apt) (x 20).

Fig. 11 Biosparit (grainstone) mit Thallusrest von *Triploporella* gr. *marsicana* Praturlon. - Lokalität: Oberwössen (Urgonkalkgeröll, oberes Barrême) (x 21).

Fig. 12 Querschnitt von *Salpingoporella pygmaea* (Gümbel). - Lokaliät: Glemmbach/Thierseemulde (allodapischer Urgonkalk, oberes Barrême) (x 20).

Fig. 13 Schräger Querschnitt durch *Clypeina*? *solkani* Conrad & Radoičić. - Lokalität: Dietrichshorn (Lerchkogelkalk, Berrias) (x 77).

Fig. 15 *Macroporella*? *aptiensis* Sokač. - Tangentialschnitt, rechts Querschnitte der Rotalge *Agardhiellopsis cretacea* Lemoine. Lokalität: Oberwössen (Urgonkalkgeröll, oberes Apt/unteres Alb) (x 20).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

3. ZUSAMMENFASSUNG

In den Nördlichen Kalkalpen steht die Diversifikation von Grünalgen in der Kreide in ursächlichem Zusammenhang mit dem synorogenen Sedimentationsgeschehen, welches das Auftreten der für ihre Verbreitung günstigen Milieubedingungen auf wenige Abschnitte limitierte. So erscheinen sie in vorherrschend karbonatischen Flachwassergesteinen innerhalb verschiedener transgressiver Sedimentationszyklen, wobei sie in den siliziklastisch beeinflußten Fazien zurücktreten (z. B. im Alb-Cenoman). Im Vergleich mit vielen anderen Vorkommen im mediterranen Raum ist die alpine Kreide - im Gegensatz zur Trias - für die Entwicklung von Grünalgen ein ungünstiger Zeitabschnitt gewesen, was sich an der geringen Anzahl von Arten insgesamt widerspiegelt. Endemische Florenelemente sind in dem Gesamtinventar weder bei den Dasycladaceen noch bei den Udoteaceen nachweisbar.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Bassoullet, J.-P., Bernier, P., Conrad, M.-A., Deloffre, R. & Jaffrezo, M. (1978): Les algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. - Géobios, mém. spéc., **2**: 1-330, 40 Taf.; Lyon.

Býstrický, J. (1976): Genus *Dactylopora* Lamarck, *Digitella* Morellet & Morellet und *Broeckella* Morellet & Morellet (Dasycladaceae, Algae) in Kalken des Paleozäns der Westkarpaten. - Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied., **27**: 247-272; Bratislava.

Conrad, M.-A. (1982): Comments on *Korkyrella* and other new Dasycladaceae. - Rev. Paléobiol., **1** (1): 1-3, 1 Taf.; Genf.

Darga, R. & Schlagintweit, F. (1991): Mikrofazies, Paläontologie und Stratigraphie der Lerchkogelkalke (Tithon-Berrias) des Dietrichshorns (Salzburger Land, Nördliche Kalkalpen). - Jb. Geol. B.-A., **134** (2): 205-226, 2 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Wien.

Dieni, I., Massari, F. & Radoičić, R. (1985): Palaeocene Dasycladacean alga from Orosei (Eastern Sardinia). - Mem. Sci. Geol., **38**: 1-77, 12 Abb., 5 Tab., 22 Taf.; Padua.

Elliott, G. F. (1968): Three new Tethyan Dasycladaceae (calcareous algae). - Paleontology., **11** (4): 491-497, Taf. 93-95; London.

Faupl, P., Pober, E. & Wagreich, M. (1987): Facies development of the Gosau group of the eastern part of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and the Paleogene. - In: Flügel, H. W. & Faupl, P. (Hrsg.), Geodynamics of the Eastern Alps: 143-155, 3 Abb., 1 Tab.; Wien (Deuticke).

Ferneck, F. A. (1962): Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralm-Gebirges. - Unveröff. Diss. TH München, 107 S., 33 Abb., 19 Profile, 1 geol. Karte; München.

Gaupp, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteiles der Nördlichen Kalkalpen. - Diss. TU München, 282 S., 100 Abb.; München.

Gaupp, R. (1983): Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). - Zitteliana, **10**: 155-171, 7 Abb., 2 Taf.; München.

Granier, B. (1988): Algues chlorophyceae du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur en Alicante. - Mediterranea, Ser. Est. Geol., **5**: 5-96, 12 Abb., 4 Tab., 12 Taf.; Alicante.

Hagn, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschupe SW Bad Wiessee). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **22**: 117-135, 3 Abb., 2 Taf.; München.

Hagn, H. (1985): Tertiär von Oberaudorf. - In: Wolff, H. (Hrsg.), Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25 000, Blatt 8338 Bayrischzell: 100-113, Abb. 26-33; München (Geol. L.-A.).

Hahn, F. (1910): Geologie der Kammerkör-Sonntagshorngruppe (Teil 1 und 2). - Jb. Geol. B.-A., **60**: 311-420, 20 Abb., Taf. 16-17 (Teil 1), 637-712, 16 Abb., Taf. 20-26 (Teil 2); Wien.

Harloff, J. (1989): Neue Fundstellen allodapischer Kalke in der Unterkreide der Thierseemulde (Nördliche Kalkalpen, Tirol). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **29**: 277-293, 6 Abb., 1 Taf.; München.

Klinghardt, F. (1939): Das geologische Alter der Riffe des Lattengebirges (Süd-Bayern). - Z. dt. geol. Ges., **91** (2): 131-140, 2 Abb., Taf. 2-3; Berlin.

Tafel 2 Grünalgen der kalkalpinen Oberkreide

Fig. 1 Dasycladaceen-Biomikrit mit Querschnitt von *Trinocladus tripolitanus* Raineri. - Lokalität: Höllgräben b. Linderhof (Olistolith, Branderfleck-Schichten, Turon) (x 42).

Fig. 2 Dasycladaceen-Udoteaceen-Biomikrit mit *Dissocladella*? *pyriformis* Schlagintweit (Mitte oben) und *Neomeris* sp. (darunter) sowie Resten von *Halimeda* sp. - Lokaliät: Pletzachalm (Gosau Schichtgruppe, unteres/mittleres Coniac) (x 20).

Fig. 3 *Halimeda* cf. *elliotti* Conard & Rioult in sparitischem bis mikrosparitischem Sandstein. - Lokalität: Höllgräben b. Linderhof (Olistolith, Branderfleck-Schichten; Turon ?) (x 49).

Fig. 4, 7 Rudistenschuttkalk (floatstone) mit Resten von *Falsolikanella*? *hammudai* (Radoičić). - Lokalität: Pletzachalm (Gosau-Schichtgruppe; unteres/mittleres Coniac) (x 20).

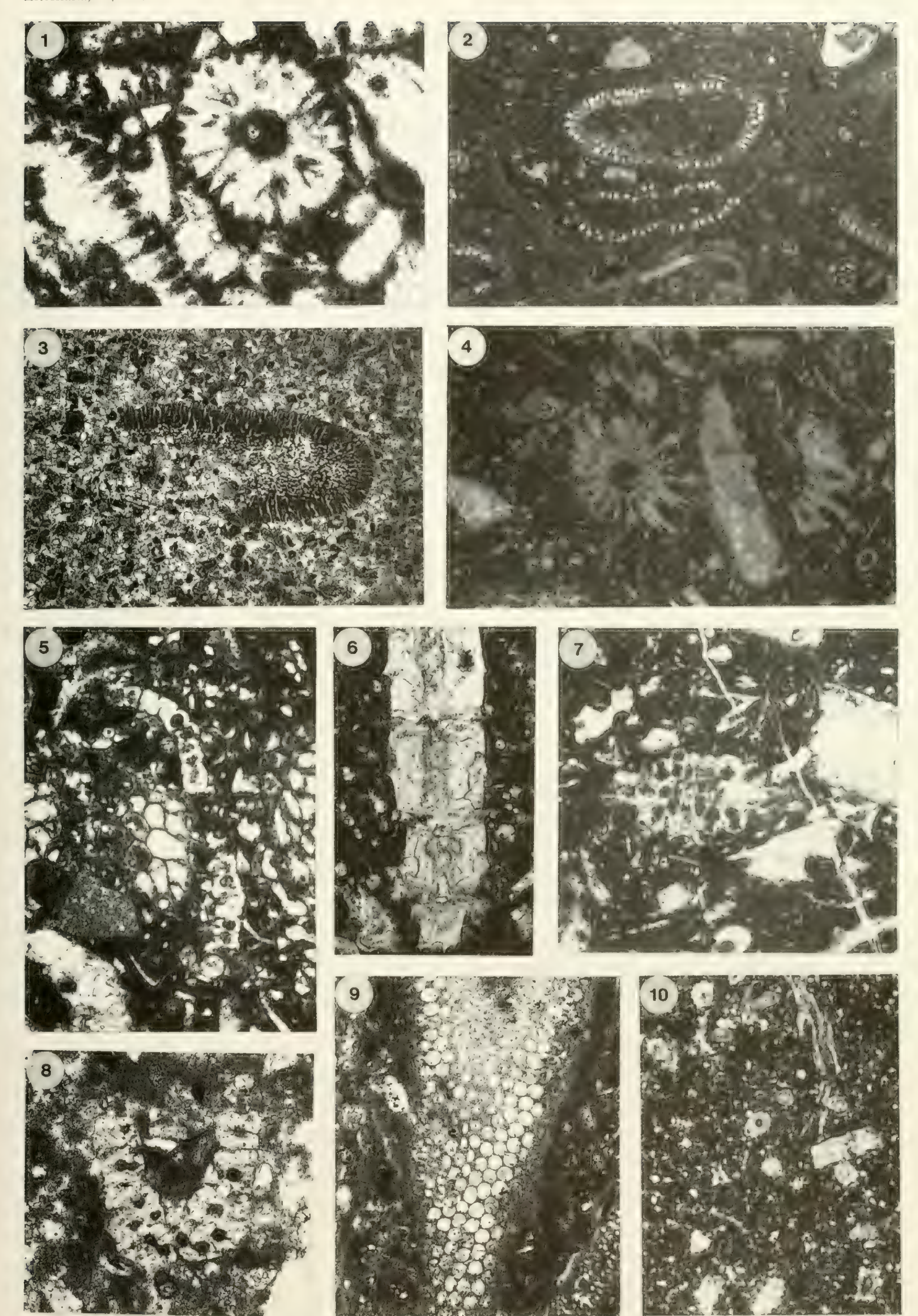
Fig. 5 Sandiger Bryozoenbiomikrit mit Resten von *Neomeris* gr. *cretacea* Steinmann. - Lokalität: Urschlauer Aachen (Olistolith, Branderfleck-Schichten, mittleres/oberes Cenoman) (x 26).

Fig. 6 Längschnitt durch *Munieria grambasti sarda* Cherchi, Schroeder & Gušić (Dasycladacee ?, Characee ?). - Lokalität: Miesenbachtal (Gosau-Schichtgruppe; oberes Santon/tieferes Campan) (x 63).

Fig. 8 Tangentialschnitt durch *Heteroporella lepina* Praturlon. - Lokalität: Urschlauer Achen (Olistolith, Branderfleck-Schichten, mittleres/oberes Cenoman) (x 40).

Fig. 9 Tangentialschnitt durch *Dissocladella*? *pyriformis* Schlagintweit. - Lokalität: Pletzachalm (Gosau Schichtgruppe, unteres/mittleres Coniac) (x 52).

Fig. 10 Biomikrit mit Resten von *Munieria grambasti sarda* Cherchi, Schroeder & Gušić. - Lokalität: Miesenbachtal (Gosau-Schichtgruppe; oberes Santon/unteres Campan) (x 16,5).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

KUSS, J. & CONRAD, M. A. (1991): Calcareous algae from Cretaceous carbonates of Egypt, Sinai, and Southern Jordan. - J. Paleont., **65** (5): 869-882, 6 Abb.; London.

KUSS, J. & SCHLAGINTWEIT, F. (1988): Facies and stratigraphy of early to middle Cretaceous (late Aptian-early Cenomanian) strata from the northern rim of the African craton (Gebel Maghara-Sinai, Egypt). - Facies, **19**: 77-96, 6 Abb., Taf. 18-20; Erlangen.

LEIN, R. (1982): Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen flyschoider Gosau mit Komponenten paleozäner Riffkalke in den Mürztaler Alpen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**: 121-132; Wien.

LEISS, O. (1988): Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac-Santon). - Documenta naturae, **43**: 95 S., 72 Abb., 18 Tab., 3 Taf.; München.

MASSE, J.-P. & LUPERTO SINNI, E. (1989): *Cylindroporella lyrata*, nouvelle espèce de Dasycladale de l'Aptien inférieur du domaine Périméditerranéen nord-occidental. - Rev. Micropal., **32** (1): 30-39, 2 Abb., 2 Taf.; Paris.

OTT, E. (1967): Dasycladaceae (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **7**: 205-226; München.

PIA, J. VON (1918): Dasycladaceae. - In: TRAUTH, F., Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau, K. Akad. Wiss., **95**: 171-278; Wien.

PÉLISSIÉ, T., PEYBERNÈS, B. & REY, J. (1982): Tectonique des plaques et paléobiogéographique des grands Foraminifères benthiques et des Algues Calcaires du Dogger à l'Albien sur le pourtour de Mésogée. - Bull. Soc. géol. France, (7), **24** (5-6): 1069-1076, 3 Abb.; Paris.

POIGNANT, A.-F. (1982): Les Algues Turoniennes. - Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., N. S., Sér. C., **49**: 197-202; Paris.

POIGNANT, A.-F. (1983 a): Les Algues Crétacées (Barrémien à Coniacien). - Zitteliana, **10**: 309-312; München.

POIGNANT, A.-F. (1983 b): Les algues sénoniennes: aspects évolutifs. - Géol. Méditerr., **10** (3-4): 239-241; Marseille.

SCHÖLLHORN, E. & SCHLAGINTWEIT, F. (1990): Allodapische Urgonkalke (Oberbarreme-Oberapt) aus der Unterkreide-Schichtfolge der Langbathzone (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). - Jb. Geol. B.-A., **133** (4): 635-651, 7 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Wien.

SCHLAGINTWEIT, F. (1987): Allochthone Urgon-Kalke aus Konglomeraten der basalen Gosau (Coniac) von Oberwössen (Chiemgau/ Nördliche Kalkalpen). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **27**: 145-158, 2 Abb., 2 Taf.; München.

SCHLAGINTWEIT, F. (1990): Taxonomic revision of *Likanella hammudai* RADOIČIĆ, 1975, dasycladacean alga from the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Gosau Formation, Coniacian). - Rev. Paléobiol., **9** (2): 257-261, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Genf.

SCHLAGINTWEIT, F. (1991a): Allochthone Urgonkalke im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. - Münchner Geowiss. Abh., **20**: 1-120, 37 Abb., 6 Tab., 19 Taf.; München.

SCHLAGINTWEIT, F. (1991 b): Neritische Oberjura- und Unterkreide-Kalkgerölle aus den Losensteiner-Schichten (Alb-Cenoman) der Typlokalität Stiedelsbachgraben (Oberösterreich; Nördliche Kalkalpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **37**: 83-95, 4 Abb., 2 Taf.; Wien.

SCHLAGINTWEIT, F. (1991 c): On the occurrence of the genus *Permocalculus* ELLIOTT, 1955 (Calcareous alga, Gymnocodiacea) in the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Gosau Formation, Branderfleck Formation) with a description of *Permocalculus gosaviensis* n. sp. - Rev. Paléobiol., **10** (1): 35-44, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Genf.

SCHLAGINTWEIT, F. (1992): Further record of calcareous algae (Dasycladaceae, Udoteaceae, Solenoporaceae) from the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Gosau Formation, Branderfleck Formation). - Rev. Paléobiol., **11** (1): 1-12, 2 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Genf.

SCHLAGINTWEIT, F. & WAGREICH, M. (1992): Über ein Vorkommen von *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. in der obersantonen-untercampanen Gosau-Gruppe des Miesenbachtales (Niederösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr, **38**: 21-29, 4 Abb., 1 Taf.; Wien.

SCHLAGINTWEIT, F. & WEIDICH, K. F. (1991): Fazies, Alter und Herkunft kretazischer Olistolithe (Alb-Turon) der Branderfleck-Schichten (Cenoman-Coniac) der Lechtal-Decke in den Nördlichen Kalkalpen. - Z. dt. geol. Ges., **142**: 229-249, 2 Abb., 5 Taf.; Hannover.

SOKAČ, B. (1989): *Macroporella aptiensis* n. sp. (calcareous algae; Dasycladales) from the peri-reefal Lower Aptian Limestones in western Croatia. - Geol. vjesnik, **42**: 1-6, 2 Taf.; Zagreb.

TOLLMANN, A. (1976) Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 508 S., 256 Abb., 3 Taf.; Wien (Deuticke).

TOLLMANN, A. (1987 a): Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. - In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H. (Hrsg.), Geodynamic evolution of the Eastern Alps, 112-125, 6 Abb.; Wien (Deuticke).

TOLLMANN, A. (1987 b): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. - Mitt. österr. geol. Ges., **80**: 47-113, 11 Abb., 1 Tab., 1 Falttaf.; Wien.

WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreideserien der Gosau-Gruppe (Österreich). - Zbl. Geol. Paläont., **1990** (11): 1645-1657, 2 Abb.; Stuttgart.

WAGREICH, M. & SCHLAGINTWEIT, F. (1990): Urgonkalkgerölle aus den Konglomeraten der Lilienfelder Gosau (Oberkreide; NÖ Kalkvoralpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **36**: 147 bis167, 2 Taf.; Wien.

WEIDICH, K. F. (1984 a): Über die Beziehungen des „Cenomans" zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. - Geol. Rdsch., **73** (2): 517-566, 11 Abb.; Stuttgart.

WEIDICH, K. F. (1984 b): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman-Untercampan) der Bayerischen Alpen. - Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N.F. **162**: 1-151, 51 Abb., 21 Taf.; München.

WEIDICH, K. F. (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. - Zitteliana, **17**: 1-312, 30 Abb., 31 Tab., 62 Taf.; München.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	133–144	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Der morphologische Übergang zwischen den Radiolarien-Gattungen *Podocapsa* Rüst, 1885 und *Podobursa* Wisniowski, 1889 im Ruhpoldinger Marmor von Urschlau (Oberjura, Lechtaldecke, Nördliche Kalkalpen)

Von

ELKE STEIGER & TORSTEN STEIGER*)

Mit 6 Abbildungen und 2 Tafeln

ABSTRACT

The radiolarian genera *Podocapsa* Rüst and *Podobursa* Wisniowski, which occur in a rich fauna of the Late Jurassic „Ruhpolding Marmor", show a gradual interchange. Between the recognizable morphospecies *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Podobursa triacantha* (Fischli) and *Podobursa spinosa* (Ozvoldova) there are transition forms. They are generally smaller and contain morphologic changes from porate parts to triradiate spines on the arms, postabdominal tubes and apical horns. This leads to the opinion, that in the watercolumn both genera coexisted laterally or vertically at the same time.

KURZFASSUNG

Die Radiolarien-Gattungen *Podocapsa* Rüst und *Podobursa* Wisniowski kommen in einer reichen Fauna des oberjurassischen „Ruhpoldinger Marmors" vor und zeigen einen allmählichen Übergang untereinander. Zwischen der erkennbaren Morphospezies *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Podobursa triacantha* (Fischli) und *Podobursa spinosa* (Ozvoldova) gibt es Übergangsformen. Diese sind allgemein kleiner und enthalten morphologische Übergänge von poraten Anteilen zu triradiaten Stacheln auf Armen, Postabdominaltubus und Apikalhörnern. Dies führt zu der Meinung, daß beide Gattungen in der Wassersäule sowohl lateral, als auch vertikal miteinander koexistierten.

1. EINFÜHRUNG

Die Gattungen *Podocapsa* Rüst, 1885 emend. Foreman, 1973 und *Podobursa* Wisniowski, 1889 emend. Foreman, 1973 sind in der einschlägigen Literatur streng voneinander getrennt geführte Taxa. Die Autoren stellen bei *Podocapsa* morphologische Variationen nur in geringem Maße fest, während bei *Podobursa* eine große Veränderlichkeit der Gehäusemerkmale vorliegt. *Podobursa* ist aus diesem Grund bis heute nicht eingehend monographisch bearbeitet.

* Dipl.- Geol. Elke Steiger, Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 80333 München; Priv.-Doz. Dr. Torsten Steiger, Institut für Paläontologie, Universität, Loewenichstraße 28, D-91054 Erlangen

In einer Probe aus dem Ruhpoldinger Marmor im Profil „Rachelspitz" (BÖCK 1991) läßt sich in engen Schritten ein Übergang zwischen *Podocapsa* und *Podobursa* rekonstruieren und eine morphologische Reihe von 25 Schritten darstellen. Im Folgenden werden die beiden Endglieder dieser Reihe beschrieben. Ein eigenes Kapitel befaßt sich mit dem Übergang. Schließlich zeigen die Formen zusätzliche Anknüpfungsmöglichkeiten zu „komplizierter" gebauten *Podobursa*-Arten, wie *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA, 1975). Die Veränderungen der Abmessungen und Proportionen unterstützen die These von der Zusammengehörigkeit der beiden Gattungen.

Das untersuchte Material ist am Institut für Paläontologie und historische Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität in München gelagert. Für die Möglichkeit rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen der Radiolarien anzufertigen danken wir dem Institut für Paläontologie in Erlangen. Die Herren Professoren Dr. DIETRICH HERM und Dr. RAINER WILLMANN standen uns mit ihrem Rat hinsichtlich der Beurteilung der evolutiven Prozesse zur Seite. Herrn Prof. HERM sei auch für die kritische Durchsicht des Manuskripts gedankt. Besonderer Dank gilt der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, die mit ihren Sach- und Personalmitteln (Projekt Ste 348/5) die Untersuchungen unterstützte.

1.1 GEOLOGISCHE SITUATION UND PROFIL

Die Lokalität „Rachelspitz" liegt am Westende des Röthelmooses in der Rechenberg-Mulde (sensu LACKSCHEWITZ

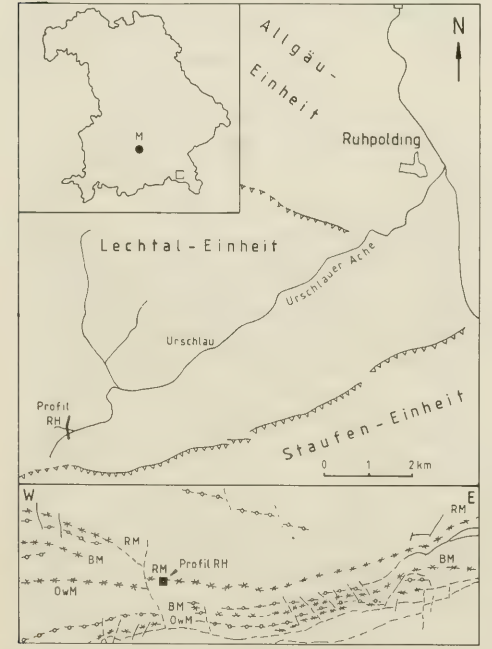


Abb. 1: Geographische und großtektonische Situation des Untersuchungsgebietes. Abkürzungen: RM = Rechenberg-Mulde BM = Burgau-Mulde, OwM = Oberwössener Mulde (DOBEN 1970, LACKSCHEWITZ 1987, HEBBELN 1987, RUHLAND 1987).

		VALANGIN
Neokom-Aptychenschichten	150-200m	BERRIAS
Malm-Aptychenschichten	20m	MALM
Ruhpoldinger Marmor	3m	DOGGER
Kieselkalk/Radiolarit	10-20m	
Graukalk	10-20m	
Hierlatzkalk/Rotkalk	30m	LIAS
Rhät-Riffe und Kössener Schichten	50-100m	RHÄT

Abb. 2: Lithologische Abfolge der Südflanke der Rechenberg-Mulde im Bereich des Röthelmooses für das Intervall Rhät bis Valangin.

1987, HEBBELN 1987, RUHLAND 1987) auf Blatt Ruhpolding (Bayer. Geol. Karte 1:25 000) (DOBEN 1970). Es handelt sich hierbei nicht um den Bereich der Typlokalitäten der Radiolarien-Monographien von RÜST (1885, 1898), welche sich im Ostteil des Röthelmooses befinden, sondern um ein Gebiet mit einer völlig anderen sedimentären Situation und etwas höheren Alters gegenüber den RÜST-Lokalitäten.

Die Rechenberg-Mulde (Abb. 1) liegt etwa in der Mitte der Muldenzüge der Lechtaldecke (LACKSCHEWITZ 1987, BÖCK 1991), worin die Abfolgen des Doggers und des Malms relativ mächtig entwickelt sind. Die derzeitige Vorstellung von der Sedimentation dieser tiefmarinen Gesteine zeigt, daß aufgrund kippender tektonischer Blöcke am passiven Kontinentalrand (LACKSCHEWITZ, GRÜTZMACHER & HENRICH 1991) eine allmähliche Versteilung des Nordrandes des Halbgrabens erfolgte. Dadurch kann die Entwicklung der knolligen Fazies des Ruhpoldinger Marmors und die Konzentration pelagischer Organismen, wie Radiolarien, Schwammnadeln und Bositren in geringmächtigen Bänken erklärt werden.

Die lithologische Abfolge des Profils reicht von obertriadischen Flachwasserkalken, den Oberrhätkalken in den Kössener Schichten bis zu den mergeligen tiefmarinen Schrambachschichten des Berrias-Valangins (Profil, Abb. 2).

1.2 LITHOLOGIE UND ZEITLICHE STELLUNG DES RUHPOLDINGER MARMORS

Im Profil „Rachelspitz" ist der „Ruhpoldinger Marmor" das verbindende Glied zwischen der kalkigen Rotsedimentation im Liegenden, die den Zeitbereich Lias bis Dogger angedauert haben dürfte, und den grauen Bänken der Aptychenschichten, welche aufgrund der Calpionellen-Führung erst ab dem mittleren Obertithon deutlich in Erscheinung treten.

Die Mikrofazies des Ruhpoldinger Marmors ist durch eine knollige Entwicklung etwa 10 bis 20 cm mächtiger Bänke gekennzeichnet. Die Gesteinsfarbe wechselt von rot nach grün, wobei die Farben bioturbationsbedingt fleckig verteilt sind. Die Matrix des Gesteins ist mikritisch, der Fossilgehalt aufgrund der Knolligkeit sehr variabel. Es lassen sich Saccocomen-reiche Faziestypen und Schwammnadel-, Radiolarien-

und Calpionellen-reiche Typen unterscheiden. Besondere Beachtung verdienen Bänke in denen Saccocomen und Calpionellen gemeinsam vorkommen, da sie eine sehr starke Kondensation im Zeitbereich Kimmeridge bis Mitteltithon andeuten. Die Radiolarien-Führung ist nach einer quantitativen Dünnschliffanalyse (Böck 1991) im Bereich des Übergangs zwischen Lias-Rotkalk und dem Ruhpoldinger Marmor am größten.

1.3 LITHOLOGIE DER RADIOLARIEN-PROBE

Die untersuchte Radiolarien-Probe ist durch grüngrau-rötliche Farbe und knolliges Gefüge gekennzeichnet. Neben sehr dicht gepackten Radiolarien (Abb. 3) sind eckige Fragmente von Kieselknollen erkennbar, die in der Mikritmatrix „schwimmen". Durch das Vorkommen von Chert-Fragmenten wird die altersmäßige Einstufung der Fauna etwas problematisch, da möglicherweise eine starke Aufarbeitung und eine Konzentration von Radiolarien unterschiedlichen Alters erwartet werden könnte. Aufgrund der Erkenntnisse von der schnellen Bildung von Kieselknollen und der Zusammensetzung der Radiolarien-Fauna kann einerseits ein allzu großes Zeitintervall innerhalb der Fauna ausgeschlossen oder aber ein

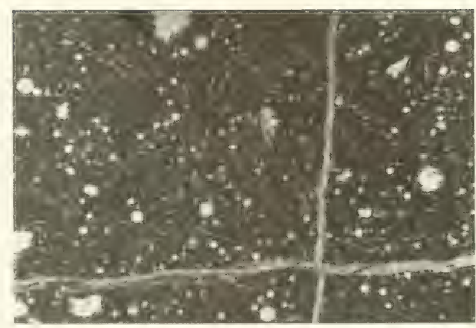


Abb. 3: Dünnschliff-Aufnahme des radiolarienführenden „Ruhpoldinger Marmors" (Probe RH 40). In dem biogenreichen, bioturbaten Wackestone sind Nassellarien und Spumellarien kieselig erhalten. Bildbreite ca. 7 mm.

Alter der Kieselknollen angenommen werden, welches mit dem Alter der Radiolarien nichts zu tun hat. Allenfalls muß wegen der Zusammenschwemmung der Gehäuse eine erhebliche laterale Konzentration berücksichtigt werden.

2. SYSTEMATISCHE PALÄONTOLOGIE

Im Folgenden wird eine eigene Beschreibung der beiden Gattungen gegeben und anschließend auf die Original-Beschreibungen und den sich daraus ergebenden Problemen Bezug genommen.

Gattung *Podocapsa* Rust, 1885, emend. Foreman, 1973

Typus-Art: *Podocapsa guembelii* Rüst, 1885

Beschreibung: Längliches Gehäuse mit drei größer werdenden Segmenten und einem Postabdominal-Tubus. Das Abdomen ist kugelig. Die Poren sind regelmäßig verteilt und polygonal, und zwar meist hexagonal. Cephalis und Thorax meist nicht porat. Vom Abdomen entspringen nach proximal gerichtet drei porate Arme. Sie stehen im 120 Grad-Winkel zueinander. Die Länge der Arme entspricht annähernd der Länge des Postabdominal-Tubus. Arme und Postabdominal-Tubus enden in jeweils einem Stachel oder sind offen.

Bemerkung: Die Original-Beschreibung von Rüst (1885: 304) bezieht sich auf das kugelige Abdomen und setzt keine Gliederung in Cephalis, Thorax und Abdomen voraus. Daher stellt er seine abgebildeten Formen zu den Monocyrtiden und vergleicht diese mit den känozoischen Gattungen *Sethochytris* Haeckel und *Lithochytris* Ehrenberg. Rüst definiert kein Typusmaterial seiner Typus-Art *Podocapsa guembelii*. In einer weiteren Beschreibung ändert Rüst (1898: 47) seine Diagnose und stellt *Podocapsa* zu den Dicyrtiden. Bei der Erstellung des „Radiolarien-Treatise" benennt Campbell (1954: D122) eine der beiden Abbildungen von Rüst als Lecto-Typ. Bei der Emendierung von Foreman (1973: 267) wird dieser Lectotyp nicht akzeptiert, sondern Rüst's zweite Abbildung herangezogen. Offensichtlich hat Rüst seine Exemplare so gesehen, daß das Abdomen der kugelige Zentralteil des Gehäuses sein sollte, von dem ein „poröser Apikalfortsatz" nach vorn reicht. Er beschrieb das Gehäuse, wie dies Foreman festellt, derart, daß der eigentliche Proximalteil das geschlossene Ende sein sollte. In der Emendierung wird Rüst's unrichtige Orientierung des Gehäuses korrigiert.

Die Art *Podocapsa guembelii* Rüst ist seit ihrer Beschreibung nicht mehr aufgefunden worden, da die Abbildungen keine deutlichen Merkmale wiedergeben. Die häufigste jurassische Art ist *Podocapsa amphitreptera* Foreman, 1973, welche auch im vorliegenden Material in einigen Variationen erscheint.

Podocapsa amphitreptera Foreman, 1973
Taf. 1, Fig. 1-4

1973 *Podocapsa amphitreptera* n. sp. - Foreman: 267, Taf. 13, Fig. 11 (Oberjura-Unterkreide, Northwest Pacific Basin).

1975 *Podocapsa amphitreptera* Foreman. - Foreman: 617, Taf. 6, Fig. 15 (Berrias-Valangin, Shatsky Rise, Nord-Pazifik).

1977 *Podocapsa amphitreptera* Foreman. - Muzavor: 112, Taf. 7, Fig. 4 (Oberjura, Oberaudorf, Nördliche Kalkalpen, Bayern).

1980 *Podocapsa amphitreptera* Foreman. - Baumgartner et al.: 61, Taf. 3, Fig. 8-9 (Kimmeridge-Berrias, Argolis, Griechenland, Sizilien).

1981 *Podocapsa amphitreptera* Foreman. - Kocher: 86, Taf. 15, Fig. 20 (Kimmeridge-Berrias, Südalpen).

1982 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - YAO et al.: Taf. 4, Fig. 29 (Oberjura, Südwest-Japan).

1984 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - SCHAAF: 90, Taf. 2, Fig. 1-3 (Oberjura-Untervalangin).

1984 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - BAUMGARTNER: 780, Taf. 7, Fig. 9-10 (Oberoxford-Mitteltithon).

1986 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - MATSUOKA & YAO: Taf. 2, Fig. 17 (Jura, Japan).

1986 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - AITA & OKADA: 114, Taf. 3, Fig. 6-7 (Obertithon, Japan).

1986 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - DE WEVER & CORDEY: Taf. 10, Fig. 2-3 (Oberjura-Kreide, Sizilien).

1989 *Podobursa amphitreptera* FOREMAN. - KITO: 203, Taf. 23, Fig. 9 (Mittel- bis Oberjura, Sizilien).

1992 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - STEIGER: 61, Taf. 17, Fig. 1 (Oxford - Kimmeridge ?, Tithon - Berrias, Osterhorngruppe).

Material: über 50 Exemplare.

Bemerkung: Unter *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN werden lediglich Gehäuse zugeordnet, die neben den stachellosen poraten Armen einen halbkugeligen Proximalteil besitzen, welcher keinen Apikalfortsatz zeigt. Allenfalls darf der Proximalteil ein kleines Spitzchen tragen, wie dies SCHAAF (1984) zuläßt.

Gattung *Podobursa* WISNIOWSKI, 1889, emend. FOREMAN, 1973

Typus-Art: *Podobursa dunikowskii* WISNIOWSKI 1889

Beschreibung: Längliche Nassellarie mit drei Segmenten und einem Postabdominal-Tubus. Cephalis und Thorax sind kleiner als das Abdomen. Das Abdomen ist kugelig bis zylindrisch. Der Postabdominal-Tubus ist ebenso lang oder länger als das übrige Gehäuse. Die Oberflächen der Gehäuse zeigen rundliche, polygonale oder mammillate Porenmuster. Vom Abdomen entspringen in verschiedene Richtungen unterschiedlich viele, mehr oder weniger lange Stacheln mit triradiatem Querschnitt. Die Cephalis trägt ein mehr oder weniger langes Apikalhorn, das ebenfalls einen triradiaten Querschnitt besitzt.

Bemerkung: In der Original-Beschreibung von WISNIOWSKI (1889: 686) wird das Gehäuse, genauso wie bei der Gattungsdiagnose von *Podocapsa* bei RÜST (1885), verkehrt orientiert, so daß der Postabdominaltubus als gegitterter Apikalfortsatz bezeichnet wird. Wichtig ist aber die Feststellung einer triradiaten Anordnung der Stacheln, wie dies bei vielen *Podobursa*-Arten der Fall ist. Bei der Emendierung von FOREMAN (1973: 266) wird das Gehäuse korrekt orientiert. Die neue Beschreibung läßt nun neben einem langen Postabdominaltubus drei triradiate Stacheln zu, die aus dem Abdomen entspringen. Der Proximalteil ist klein und die Cephalis trägt kein Apikalhorn.

Häufigste Arten von *Podobursa* sind *Podobursa triacantha* (FISCHLI) und *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA), die beide im untersuchten Material vorkommen. DE WEVER & CABY (1982) stellen *Podobursa* und ihr nahe stehende Gattungen, wie z. B. *Katroma* PESSAGNO & POISSON und *Dibolachras* FOREMAN zur Familie der Eucyrtidiidae EHRENBERG. Ein Variationsschema für die im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen vorkommenden Eucyrtidiiden gibt STEIGER (1992).

Podobursa triacantha (FISCHLI 1916)
Taf. 2, Fig. 19-21

1916 *Theosyringium acanthophorum* RÜST var. *triacanthus*. - FISCHLI: 47, Fig. 38 (Kreide, Rigi, Schweiz).

1973 *Podobursa triacantha* (FISCHLI). - FOREMAN: 266, Taf. 13, Fig. 1 (Oberjura-Unterhauterive, Northwest Pacific Basin).

1992 *Podobursa triacantha triacantha* (FISCHLI). - STEIGER: 72, Taf. 19, Fig. 12, 13 (Tithon-Untervalangin, Osterhorngruppe).

Material: über 50 Exemplare.

Bemerkung: Die morphologische Reichweite der Art umfaßt Formen mit kugeligem Abdomen und drei triradiaten Stacheln. Das Apikalhorn darf kurz bis mittellang sein. Bei einigen Exemplaren ist mindestens ein Stachel gedreht. Der Postabdominal-Tubus ist lang und endet mitunter mit einem kleinen Stachel.

Podobursa spinosa (OZVOLDOVA, 1975)
Taf. 2, Fig. 23-25

1930 Indeterminatum. - HEITZER: 387, Taf. 27, Fig. 7 (Mitteljura, Sonnwendgebirge).

1974 *Podobursa pantanellii* (PARONA). - RIEDEL & SANFILIPPO: 779, Taf. 8, Fig. 5, Taf. 13, Fig. 6 (Jura, Kreide, Indischer Ozean).

1975 *Heitzeria spinosa* n. sp. - OZVOLDOVA: 78, Taf. 101, Fig. 2 (Oberjura, Klippenzone, Slowakei).

1977 *Podobursa berggreni* n. sp. - PESSAGNO 1977 a: 90, Taf. 12, Fig. 1-5 (Oberjura, California Coast Ranges).

1979 *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA). - OZVOLDOVA: 256, Taf. 2, Fig. 4 (Oberjura, Podbiel, Slowakei).

1980 *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA). - BAUMGARTNER et al.: 60, Taf. 3, Fig. 10 (Oberjura, Tethys).

1981 *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA). - KOCHER: 85, Taf. 15, Fig. 18 (Oberjura, Südalpen).

1984 *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA). - BAUMGARTNER: 779, Taf. 7, Fig. 8 (Mittel- bis Oberjura, Tethys).

1991 *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA). - BÖCK, Taf. 21, Fig. 9-11 (Oberjura, Urschlau, Bayern).

Material: über 50 Exemplare.

Bemerkung: Das besondere Kennzeichen dieser Art ist die Verzweigung aller stacheligen Fortsätze: des Apikalhorns, der drei Lateralstacheln und des Stachels am Postabdominaltubus. Während die Lateralstacheln sich in der Verlängerung der drei Rippen jeweils spalten, so daß sechs kleine Spitzen entstehen, verzweigen sich Apikalhorn und Postabdominal-Tubus unregelmäßig in vier oder fünf Spitzen. Einige Exemplare zeigen lediglich den Ansatz einer Verzweigung und leiten somit zu *Podobursa triacantha* (FISCHLI) über. Mitunter kann die Stachelbasis porat sein.

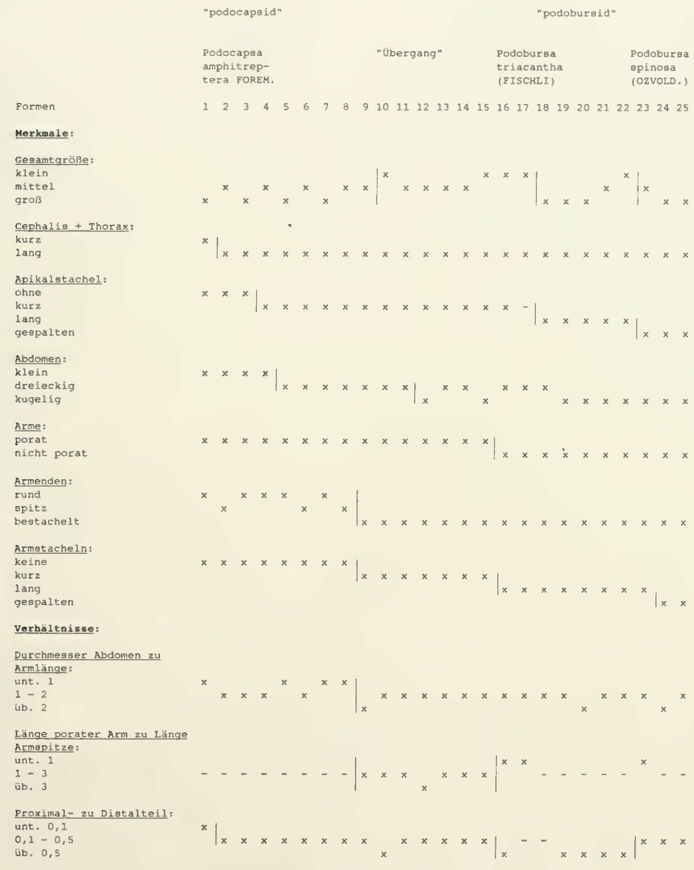
3. DER ÜBERGANG VON *PODOCAPSA* RÜST ZU *PODOBURSA* WISNIOWSKI

Der morphologische Übergang zwischen den Gattungen *Podocapsa* und *Podobursa* soll im Folgenden anhand der Veränderung einzelner Bestimmungsmerkmale genau analysiert werden. Dabei wird genaues Augenmerk auf etwaige Sprünge in den Abmessungen und Verhältnissen und deren Position im Übergang Rücksicht genommen.

Die in den beiden Tafeln dargestellten Formen dokumentieren den Übergang in 25 Schritten, wobei die eigentliche Wandlung von *Podocapsa* zu *Podobursa* von Fig. 1 auf Tafel 1 bis Fig. 20 auf Tafel 2 reicht. Es handelt sich hier um einen Übergang von der Art *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN in die Art *Podobursa triacantha* (FISCHLI). Die Figuren 21 bis 24 auf Tafel 2 zeigen die „Weiterentwicklung" der morphologischen Reihe von der Art *Podobursa triacantha* (FISCHLI) in die Art *Podobursa spinosa* (OZVOLDOVA).

In nachstehender Tabelle werden einige Bestimmungsmerkmale und Verhältniswerte vergleichend dargestellt (Abb. 4). In Abb. 5 sind die Verhältniswerte und die Gesamtgröße der Formen detailliert und synoptisch aufgetragen, während Abb. 6 generelle Tendenzen in der Gehäuseentwicklung angibt.

Trotz der Tatsache, daß die Formen von Tafel 1 zu Tafel 2 nach dem Gesamteindruck „intuitiv" aufgereiht sind, ergibt sich nach der morphometrischen Auswertung eine gut nachvollziehbare morphologische Reihe. Die bekannten *Podocapsa*- und *Podobursa*-Arten können hier problemlos eingefügt werden.



	"podocapsid"																	"podobursid"							
	Podocapsa amphitreptera FOREM.									"Übergang"						Podobursa triacantha (FISCHLI)							Podobursa spinosa (OZVOLD.)		
Formen	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Merkmale:																									
Gesamtgröße:																									
klein										x					x	x	x					x			
mittel		x		x		x		x	x		x	x	x	x							x		x		
groß	x		x		x		x											x	x	x				x	x
Cephalis + Thorax:																									
kurz	x																								
lang		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Apikalstachel:																									
ohne	x	x	x																						
kurz				x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	-								
lang																		x	x	x	x	x			
gespalten																							x	x	x
Abdomen:																									
klein	x	x	x	x																					
dreieckig					x	x	x	x	x	x	x		x	x		x	x	x							
kugelig												x			x				x	x	x	x	x	x	x
Arme:																									
porat	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x										
nicht porat																x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Armenden:																									
rund	x		x	x	x		x																		
spitz		x				x		x																	
bestachelt									x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Armstacheln:																									
keine	x	x	x	x	x	x	x	x																	
kurz									x	x	x	x	x	x	x										
lang																x	x	x	x	x	x	x	x		
gespalten																								x	x
Verhältnisse:																									
Durchmesser Abdomen zu Armlänge:																									
unt. 1	x				x		x	x																	
1 - 2		x	x	x		x				x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x		x
üb. 2									x											x				x	
Länge porater Arm zu Länge Armspitze:																									
unt. 1																x	x						x		
1 - 3	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x	x		x	x	x			-	-	-	-	-		-	-
üb. 3												x													
Proximal- zu Distalteil:																									
unt. 0,1	x																								
0,1 - 0,5		x	x	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x	x		-	-					x	x	x
üb. 0,5										x						x			x	x	x	x			

Abb. 4: Aufstellung von Größen und Verhältniswerten der Merkmale von *Podocapsa*, *Podobursa* und deren Übergang. Die Tabelle zeigt, daß Sprünge in den Meßintervallen (durch Trennlinien verdeutlicht) über das gesamte Formenspektrum verteilt sind.

Aus der Tabelle (Abb. 4) lassen sich folgende Stadien der Reihe unterscheiden:

1. *Podocapsa amphitreptera* i. e. S. = Formen Nr. 1-3 (Taf. 1, Fig. 1-3).

Die reinen Amphitreptera-Typen sind, wie oben beschrieben, durch das Fehlen eines Apikalhorns und völlig porate Arme mit runden Enden gekennzeichnet. Bei der Form Nr. 1 ist der Anteil der Cephalis und des Thorax verschwindend gering.

2. *Podocapsa amphitreptera* i. w. S. = Formen Nr. 4-8 (Taf. 1, Fig. 4-8).

Diese noch zur Art *P. amphitreptera* FOREMAN einzuordnenden Formen tragen zunehmend deutlich hervortretende Spitzen und kleine Stacheln an den Armenden und auf der Cephalis. Das Abdomen wird mehr oder weniger deutlich dreieckig.

3. „Übergangs-Formen" = Formen Nr. 9-15 (Taf. 1, Fig. 9 bis 12, Taf. 2, Fig. 13-15).

Im Übergangsbereich zwischen *Podocapsa* und *Podobursa* werden die Gehäuse etwas kleiner als die reinen Endglieder. Sein Beginn wird mit dem Erscheinen deutlicher, aber noch kurzer Arm-Stacheln an den Armenden festgelegt. Nach einem anhaltenden Intervall mit dreieckigem Abdomen folgt in der Mitte des Übergangs der allmähliche Wechsel zur Kugel.

4. *Podobursa triacantha* = Formen Nr. 16-22 (Taf. 2, Fig. 16 bis 22).

Die Gattung *Podobursa* beginnt definitionsgemäß mit dem Verschwinden der poraten Arme und der alleinigen Existenz von triradiaten Armstacheln. Die Gehäuse werden wieder größer und das Abdomen zunehmend kugelig. Die Armstacheln sind lang. Der Bereich von *Podobursa triacantha* (FISCHLI) kann in zwei Abschnitte geteilt werden. Zuerst läßt sich *P. triacantha*, der Artdiagnose entsprechend, mit kurzem Apikalhorn feststellen. Danach folgen Formen mit längerem Apikalhorn, was diese Gehäuse in die Nähe von *Favosyringium* STEIGER stellen läßt. Für eine eindeutige Einordnung zu *Favosyringium* sind diese Apikelhörner jedoch noch zu kurz.

5. *Podobursa spinosa* = Formen Nr. 23-25 (Taf. 2, Fig. 23-25).

Podobursa spinosa (OZVOLDOVA) zeichnet sich durch gegabelte Enden der Gehäusefortsätze aus. Form 23 ist insofern eine Besonderheit, als hier eine Spaltung der Armenden, des Apikalhorns und des Endes des Postabdominaltubus im Ansatz erkennbar ist und zugleich die Arme eine porate Basis besitzen. Die übrigen, großen Gehäuse entsprechen vollständig der Gattungsdefinition und können als vorläufige Endglieder der morphologischen Reihe *Podocapsa* - *Podobursa* angesehen werden.

4. DISKUSSION DER VERHÄLTNISWERTE

Die Tabelle (Abb. 4) enthält eine Aufstellung von Verhältniswerten in Form von Meßintervallen, welche eine Einstufung in drei Bereiche anzeigen.

a) Verhältnis Durchmesser zu Armlängen: Hier zeigt sich, daß die Podocapsiden im Verhältnis zum Abdomen längere Arme als die Podobursen haben. Ab Formen Nr. 8 und 9 werden die Arme wesentlich kürzer und sind bei *Podobursa triacantha* relativ am kürzesten.

b) Verhältnis Anteil porater Bereich zu Stachel auf den Armen: Bei den Podocapsiden gibt es nur porate Arme. Im Übergangsbereich erscheinen porate Armteile mit Stacheln. Der Stachel wird im Verhältnis zum poraten Teil in Richtung *Podobursa* immer länger. In der Mitte des Bereiches von *Podobursa triacantha* verschwindet der porate Armanteil, wobei dieser bei den Formen Nr. 16 und 17 auf die Stachelbasis beschränkt ist. Bei *Podobursa spinosa* existiert bei beginnender

---

Tafel 1 Morphologischer Übergang von *Podocapsa* RÜST nach *Podobursa* WISNIOWSKI.
Die Nummern der Figuren entsprechen gleichzeitig den Nummern der Formen, die die Abfolge des Übergangs markieren.

Fig. 1 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - Die Form ist durch lange porate Arme und einen langen poraten Postabdominaltubus mit runden Enden gekennzeichnet. Cephalis und Thorax sind extrem kurz, möglicherweise cryptocephal (dann nicht *P. amphitreptera* F.).

Fig. 2 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - Die Form entspricht der Art-Definition mit langen poraten Armen und runden bis leicht angespitzten Armenden. Cephalis und Thorax sind gut entwickelt.

Fig. 3 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - Die Form entspricht der Art-Definition, ist jedoch breiter gebaut als Form 2.

Fig. 4 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - Die Form zeigt kürzere Arme mit äquatorialer Position auf dem Abdomen. Auf dem gut entwickelten Proximalteil sitzt ein winziges Apikalhorn.

Fig. 5 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - Beginn des Übergangs zu *Podobursa*. Die Form besitzt lange porate Arme mit kleinen Stacheln an den Armenden. Das Abdomen ist subtriangular.

Fig. 6 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - Cephalis und Thorax sind lang und porat. Das Apikalhorn ist kurz.

Fig. 7 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - Die Form zeigt ein etwas längeres Apikalhorn und einen deutlich segmentierten Proximalteil.

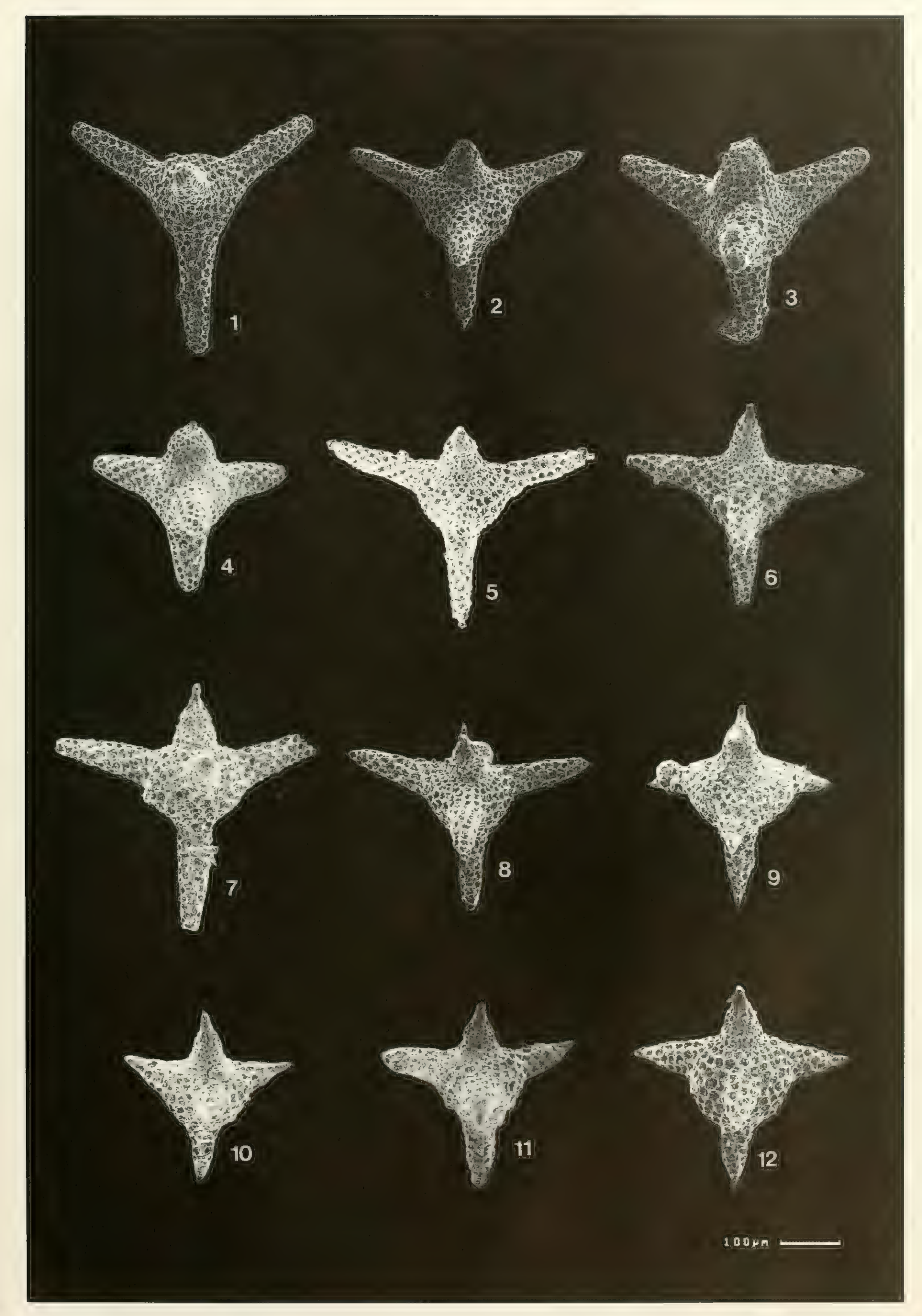
Fig. 8 *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN. - Die Form entspricht den Formen 6 und 7, ist jedoch kleiner.

Fig. 9 „Übergangsform". Die Arme sind basal porat, distal als triradiater Stachel entwickelt. Sie sind leicht nach distal gerichtet am relativ großen Abdomen angebracht.

Fig. 10 „Übergangsform". Kleines Gehäuse mit kurzem Postabdominaltubus. Deutliche Bestachelung der Arme, der Cephalis und des Postabdominaltubus.

Fig. 11 „Übergangsform". Die Form zeigt einen exponierteren Proximalteil mit länger werdendem Apikalhorn.

Fig. 12 „Übergangsform". Bei vergrößertem Abdomen hat die Form einen längeren Proximalteil mit deutlichem Apikalhorn.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
100µm

Verzweigung der Stachelspitzen ein porater Armteil (Form Nr. 23).

c) Verhältnis Höhe Proximalteil zu Distalteil: Die Werte drücken die Länge der Abschnitte Cephalis, evtl. Apikalstachel und Thorax gegenüber Abdomen und Postabdominaltubus aus. Hier ist eine allmähliche Verlängerung des Proximalteils unter verstärkter Bildung des Apikalhorns und der Vergrößerung des Thorax zu verzeichnen. Ein Sprung ist von den „Übergangsformen" zu *Podobursa triacantha* erkennbar.

Die Grafik in Abb. 5 enthält die Kurven der Verhältniswerte. Die synoptische Darstellung der einzelnen Werte und der resultierenden Kurven zeigt eine gewisse Gliederung, welche der obengenannten morphologischen Reihe entspricht.

1. „Podocapsider" Abschnitt

In diesem Abschnitt liegen die Verhältniswerte annähernd gleichsinnig und voneinander getrennt verlaufend vor.

2. „Übergang"

In diesem Bereich überschneiden sich die einzelnen Kurven und zeigen einen unruhigen Verlauf. Eine „Mittelung" der Verhältniswerte ist erkennbar.

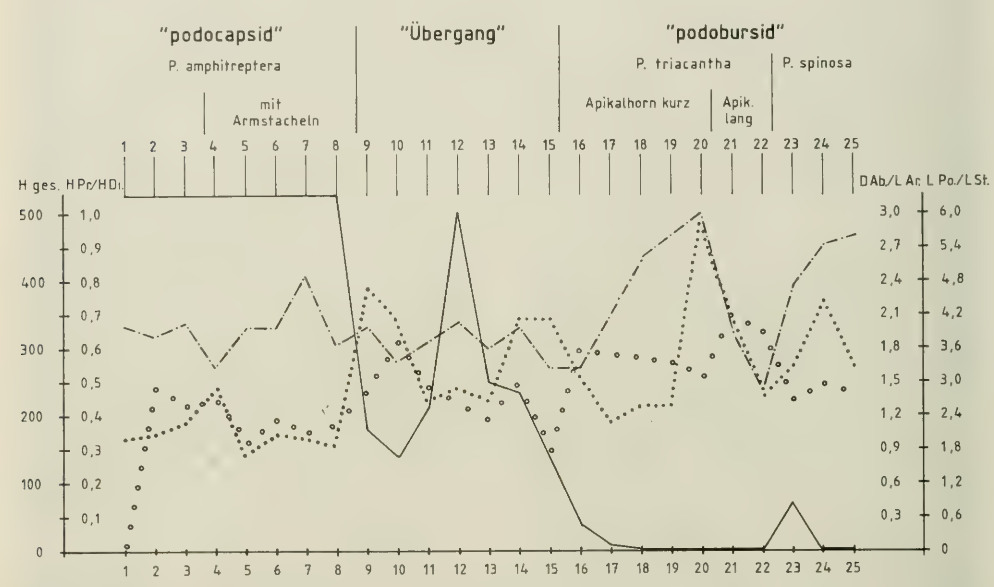


Abb. 5: Kurven der Verhältniswerte im Übergang von *Podocapsa* zu *Podobursa*. – · – · – H ges. = Gesamtlänge des Gehäuses; ∘∘∘∘∘ HPr/HDi = Verhältnis Höhe Proximalteil (= Cephalis+Thorax) zu Höhe Distalteil (= Abdomen+Postabdominaltubus); · · · · · DAb/LAr = Verhältnis Durchmesser Abdomen zu Lateral-, Arm- oder Stachellänge; ——— LPo/LSt = Verhältnis Anteil porater Bereich zu Stachel auf Armen.

Tafel 2 Morphologischer Übergang von *Podocapsa* Rüst nach *Podobursa* Wisniowski
Die Nummern der Figuren entsprechen gleichzeitig den Nummern der Formen, die die Abfolge des Übergangs markieren.

Fig. 13 „Übergangsform". - Die Form zeigt eine weitere Verlängerung des Apikalbereichs.

Fig. 14 „Übergangsform". - Der Apikalbereich ist annähernd gleich groß, wie die Länge der Arme.

Fig. 15 „Übergangsform". - Zuspitzung der Arme mit Reduktion des poraten Anteils. Kleine Form.

Fig. 16 *Podobursa triacantha* (Fischli). - Der porate Anteil ist auf die Basis des Armes beschränkt. Kleine Form.

Fig. 17 *Podobursa triacantha* (Fischli). - Das dreieckige Abdomen trägt drei triradiate Stacheln ohne poraten Anteil. Dieser ist allenfalls in das Abdomen integriert. Kleine Form.

Fig. 18 *Podobursa triacantha* (Fischli). - Große Form mit teilweise gedrehten, langen triradiaten Stacheln.

Fig. 19 *Podobursa triacantha* (Fischli). - Große Form mit langem Apikalstachel.

Fig. 20 *Podobursa triacantha* (Fischli). - Große Form mit kurzen Abdominalstacheln.

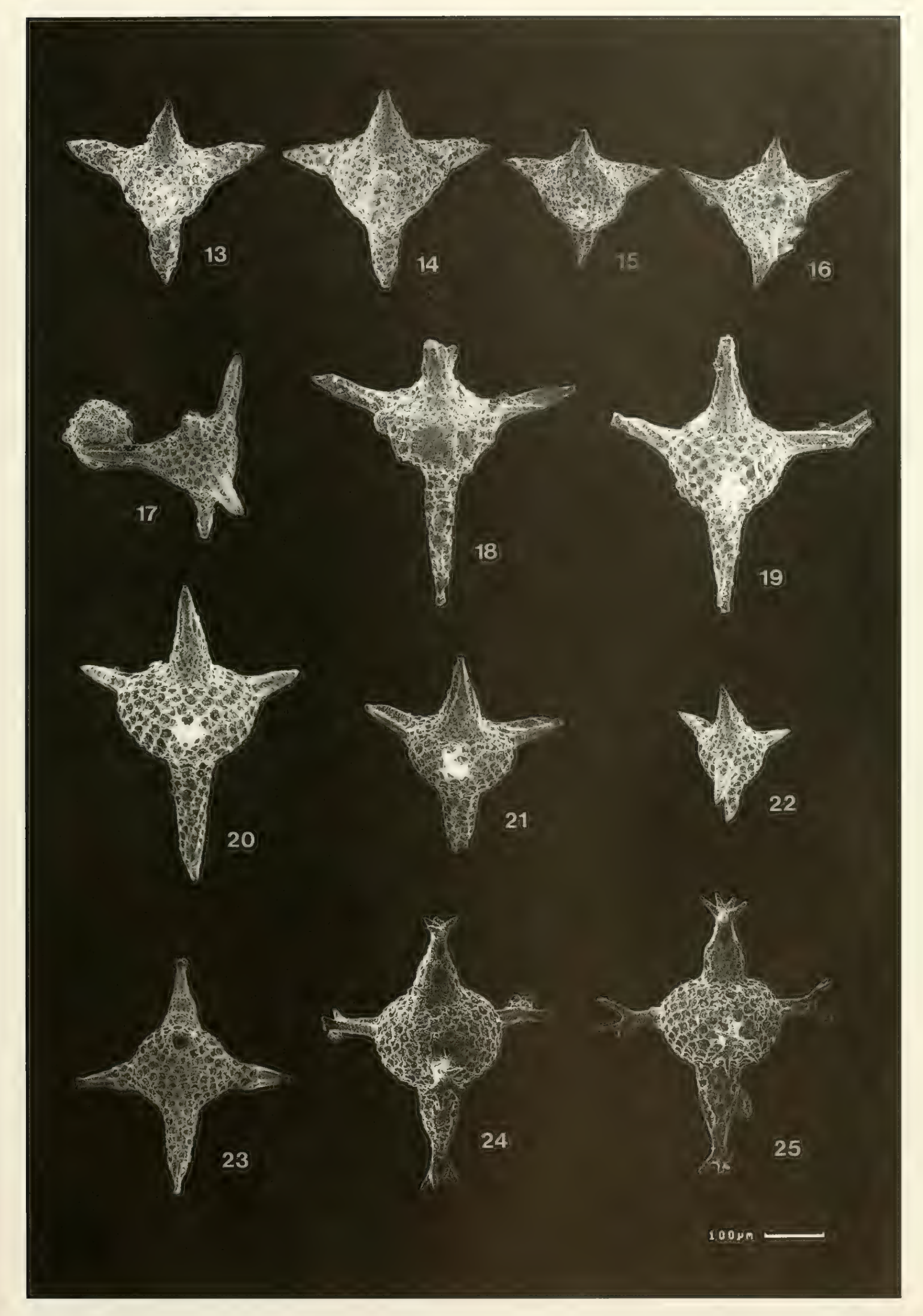
Fig. 21 *Podobursa triacantha* (Fischli). - Der Proximalteil wird weiter zugunsten des Apikalstachels verschoben.

Fig. 22 *Podobursa triacantha* (Fischli). - Die Form ist durch kugeliges Abdomen und dominierenden Proximalteil mit massivem Apikalstachel gekennzeichnet.

Fig. 23 *Podobursa spinosa* (Ozvoldova). - Übergangsform mit porater Stachelbasis und beginnender Verzweigung der Stacheln.

Fig. 24 *Podobursa spinosa* (Ozvoldova). - Die Stacheln sind verzweigt. Während die Abdominalstacheln an den Stachelrippen geteilt werden, spalten sich Apikalhorn und Postabdominaltubus willkürlich auf.

Fig. 25 *Podobursa spinosa* (Ozvoldova). - Wie Form 24, jedoch mit längeren Sekundärstacheln.


13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
100µm

3. „Podobursider“ Abschnitt

Podobursa triacantha und *Podobursa spinosa* besitzen wieder eine weite Streuung der Verhältniswerte. Sie sind jedoch durch eine Zone erneuter Konzentration der Werte voneinander getrennt (Formen Nr. 21 und 22), so daß ein kleiner Übergang definiert werden kann.

Aus der Analyse der Kurven der Verhältniswerte ergeben sich, wie in Grafik 2 (Abb. 6) hervorgeht, folgende Tendenzen in der morphologischen Reihe von *Podocapsa* nach *Podobursa*:

1. Die Größe der Gehäuse nimmt etwas zu.

2. Die Arm- bzw. Stachellängen nehmen im Verhältnis zur Abdomengröße deutlich ab.

3. Die Länge des Proximalteils nimmt im Verhältnis zur Länge des Distalteils zu. Dies geschieht insbesondere durch die Bildung des Apikalhorns.

4. Der Übergang zwischen *Podocapsa* und *Podobursa* wird ganz besonders durch die starke Abnahme des poraten Armteils bei den Zwischenformen deutlich.

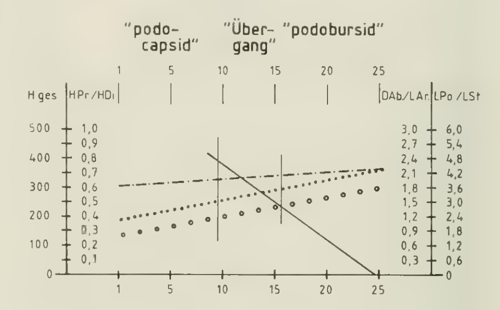


Abb. 6: Tendenzen im Verlauf der Verhältniswerte des Übergangs von *Podocapsa* zu *Podobursa*. Abkürzungen siehe Abb. 5. Der Übergangsbereich wird durch die Durchkreuzung der Linien markiert und entspricht den in Abb. 4 aufgetragenen Verhältnissen.

4. PALÄONTOLOGISCHE DEUTUNG DER MORPHOLOGISCHEN REIHE *PODOCAPSA - PODOBURSA*

Da der Artbegriff in der Paläontologie durch die Morphologie der Gehäuse begründet ist, herrscht große Uneinigkeit über die Möglichkeit, „echte“ Arten überhaupt unterscheiden zu können. Die laufenden Diskussionen erörtern das Problem der „genetischen Grundformen“ und der ökologisch gesteuerten Ausbildung der Morphotypen, die letztendlich als „paläontologische Arten“ beschrieben werden. Für den oben gezeigten Übergang lassen sich folgende Vorstellungen postulieren:

1. Die Arten sind Gehäusetypen, deren Wachstum durch bestimmte Ökofaktoren angeregt wird. Zu bestimmten Zeiten werden auf der Basis genetischer Grundmuster, aber auch im Rahmen einer noch nicht erkannten Evolution dieser Grundmuster spezielle Gehäusebaupläne entwickelt. Endglieder dieser Ausformungen sind z. B. die literaturbekannten und für stratigraphische Zwecke verwendeten Arten *Podocapsa amphitreptera*, *Podobursa triacantha* und *Podobursa spinosa*.

2. Die „Übergangsformen“ gehören, kleiner gewachsen, einer „grauen Masse“ von Grundformen an, aus der sich die Arten entwickeln können. Derartige Schlüsse lassen sich auch bei anderen Radiolarien-Arten, wie z. B. *Tritrabs ewingi* (Pessagno) ziehen. Bei diesen Hagiastriden gibt es eine kleine Form (Unterart *T. ewingi minima* [vgl. Steiger 1992]), die in großen Mengen ein reduziertes Inventar an Skulpturen besitzt, aus der sich aber annähernd alle deutlich unterscheidbaren *Tritrabs*-Arten ableiten lassen.

3. Eine naheliegende Erklärung für das Wesen der kleinen Formen, aus denen sich die großen „Endarten“ entwickeln können ist, daß es sich bei ihnen um Jugendstadien handelt oder um tieflebende Formen, die erst unter dem Einfluß von bestimmten ökologischen Faktoren im Lauf der Evolution arttypisches Wachstum entfalten.

4. Eine eindeutige Speziation im paläontologischen Sinn wird, wie die Analyse des Übergangs zwischen *Podocapsa* und *Podobursa* zeigt, zwar durchgeführt, die kleinen Grundformen bleiben neben den aufgespaltenen Arten jedoch erhalten. Derartige Beobachtungen und ihre Interpretation sind nur möglich, wenn das Fossilmaterial außergewöhnlich gut erhalten und eine Selektion der Formen aus chemischen und sedimentologischen Gründen nicht erfolgt ist. Durch die angenommene Zusammenschwemmung des Materials wird die Fossilvergesellschaftung noch zusätzlich angereichert.

Der grundsätzliche Unterschied zwischen ein- und vielzelligen Organismen ist die sehr rasche und vielseitige Wandelbarkeit der Protozoen im Lauf der Zeit. Eine im Sinne der Mikroevolution auftretende graduelle Veränderung der Gehäusemerkmale dieser Organismen ist in vielen Fällen nachweisbar. Bei den Radiolarien treten neben den „diffusen“ Übergangsformen jedoch auch Formen auf, die allmähliche Veränderungen der Baupläne durch numerischen Zuwachs bestimmter Strukturen, wie Knoten und Stacheln zeigen (Kito & De Wever 1990). Bei Foraminiferen sind Übergangsformen mit gleitenden Größenverhältnissen häufig zu beobachten (Bettenstaedt 1962, Herm 1965, Groiss 1970). Die Ursachen für diese Erscheinungen werden durch den Wechsel von Speziation in isolierten Gebieten und der Zusammenführung von Faunen durch Aufhebung der Isolation gesehen. Die geographische oder auch genetische Distanz der Radiolarien darf danach allerdings nicht so groß gewesen sein. Eine Kreuzung der in beider Hinsicht vielleicht weit voneinander entfernten Formen mußte jedenfalls möglich sein. Die Grenzen der Kreuzbarkeit bestimmter Morpho- bzw. Genotypen bei den Radiolarien dürfte sogar über dem Niveau der „Familien“ liegen, so daß Übergangsformen auch innerhalb dieser Kategorie

zu erkennen sein müßten, wie dies durch gemeinsame Porenmuster- und Stachel-Typen bei Nassellarien und Spumellarien angedeutet wird. Bei planktonischen Foraminiferen hat HERM (1965) aufgrund von Analysen der Übergangsformen zwischen Globotruncanen-Arten die interessante Vorstellung entwikkelt, daß „Kreuzung" zwischen definierten Arten zu bestimmten Zeiten stattfindet und zu anderen Zeiten nicht. Dies beinhaltet nicht nur eine geographische Komponente der Artbildung bzw. ‚Artzusammenführung', sondern auch eine Bildung genetisch stabiler (‚echte' Art) und instabiler Formenkreise (‚unechte' Art).

Für den Fall der oberjurassischen Radiolarien in den Nördlichen Kalkalpen ist eine geographische Isolation und deren Aufhebung durch extreme Blockschollen-Kippung des passiven Kontinentalrandes denkbar. Gleichwohl können andere ökologische Ursachen für die in unterschiedlichen lateralen und bathymetrischen Situationen feststellbaren Unterschiede der Gehäusemerkmale verantwortlich sein: vor allem die Zufuhr von Kieselsäure und die Erhöhung der Wassertiefen bedingen möglicherweise einen Wechsel in der Statik der Gehäuse und eine bessere Ausnutzung der Deponierbarkeit von Kieselsäure.

5. ZUSAMMENFASSUNG

Die „Unhandlichkeit" der Radiolarien bei monographischen Bearbeitungen beruht auf ihrer hohen Diversität bei reichen Proben und der Vielzahl von schlecht ansprechbaren Zwischen- bzw. Übergangsformen.

Aufgrund von bathymetrischer Steuerung und anderen Einflüssen, wie Strömung, Durchlichtung und Isolation des Meeresbeckens können die verschiedenen „Gruppen" lateral und vertikal nebeneinander gelebt und sich an verschiedenen Randzonen der Populationen gekreuzt und vermehrt haben. Dies würde bedeuten, daß die Radiolarien zumindest auf dem Unterart-Niveau bzw. dem der paläontologischen Art „mischbar" waren.

Bei der Analyse der gängigen mit Evolutionsproblemen befaßten Literatur fällt auf, daß allgemein kein Unterschied zwischen der Evolution von Vielzellern und Einzellern gemacht wird. Einige wenige Arbeiten befassen sich mit den Evolutionsprozessen einzelliger planktonischer Organismen, wobei sich die Mehrheit der Arbeiten mit Kalkschalern (MOULLADE 1990), insbesondere mit Foraminiferen befaßt (OZAWA 1975, MOULLADE & IRR 1990). Die Übertragbarkeit der dort genannten Erkenntnisse auf das Kieselplankton muß in Zukunft überprüft werden.

Gemeinsames Merkmal unter den Einzellern scheint zu sein, daß ihre Entwicklung sehr stark gradualistisch geprägt ist (vgl. WILLMANN 1988). Dies kann bei Radiolarien an vielen Beispielen belegt werden (phylogenetic lineages, z. B. RIEDEL & SANFILIPPO 1981, Variationsschema von Eucyrtidiidae und *Emiluvia* bei STEIGER, 1992).

Eine Analyse der allmählichen Veränderungen der Gehäusemerkmale in der Zeit, eine Variationsanalyse zur Feststellung zeitgleicher Variabilität und die Intensität der Speziation gegenüber den Grundformen können für die Biostratigraphie möglicherweise in Zukunft von Nutzen sein. Den langlebigen Radiolarientaxa werden dann ihre relativ kurzlebigen Mikroradiationen und Übergangsformen gegenübergestellt.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

AITA, Y. & OKADA, H. (1986): Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions. - Micropaleontology, **32** (2): 97-128; New York.

BAUMGARTNER, P. O. (1984): A Middle Jurassic - Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. - Eclogae geol. Helv., **77** (3): 729-837; Basel.

BAUMGARTNER, P. O., DE WEVER, P. & KOCHER, R. (1980): Correlation of Tethyan Late Jurassic - Early Cretaceous radiolarian events. - Cah. Micropaleont. **2**: 23-72; Paris.

BETTENSTAEDT, F. (1962): Evolutionsvorgänge bei fossilen Foraminiferen. - Mitt. Geol. Staatsinst., **31**: 385-460, 18 Abb.; Hamburg.

BÖCK, E. (1991): Die Geologie des Röthelmooses in den Chiemgauer Alpen und Systematik, Alter und Morphologie einer Radiolarien-Fauna aus dem Ruhpoldinger Marmor (Lechtal-Einheit, Chiemgauer Alpen, Bayern). - Unpubl. Diplomarbeit Inst. f. Paläontologie und hist. Geologie, Ludwig-Maximilians-Universität München, 118 S., 32 Taf., 47 Abb., 3 Beil.; München.

CAMPBELL, A. S. (1954): Radiolaria. - In: MOORE, R. C. (Hrsg.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Pt. D, Protista 3: D11-D162, 86 Fig.; Lawrence, Kansas (Kansas. Univ. Press, Geol. Soc. Amer.).

DE WEVER, P. & CABY, R. (1981): Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Veran, France). - C. R. Acad. Sci., sér. II, **292**: 467-472; Paris.

DE WEVER, P. & CORDEY, F. (1986): Datation par des Radiolaires de la Formation des radiolarites s. s. de la série du Pinde-Olonos (Grece): Bajocien (?) - Tithonique. - Mar. Micropaleont., **11**: 113-127; Paris.

DOBEN, K. (1970): Geologische Karte von Bayern - Erläuterungen zum Blatt Nr. 8241 Ruhpolding. - 156 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

FISCHLI, H. (1916): Beitrag zur Kenntnis der fossilen Radiolarien in der Riginagelfluh. - Mitt. Naturw. Ges. Winterthur, **11**: 44-47, 78 Abb; Winterthur.

FOREMAN, H. P. (1973): Radiolaria from DSDP Leg 20. - In: HEEZEN, B. C., MC GREGOR, I. D. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **20**: 249-305, 1 Abb., 4 Tab., 15 Taf.; Washington (U. S. Gov. Printing Office).

FOREMAN, H. P. (1975): Radiolaria from the North Pacific, DSDP Leg 32. - In: LARSON, R. L., MOBERLY, R. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **32**: 579-676, 5 Abb., 5 Tab., 25 Taf.; Washington (U. S. Gov. Printing Office).

GROISS, J. TH. (1970): Feinstratigraphische, ökologische und zoogeographische Untersuchungen der Foraminiferen-Faunen im Oxford der Franken-Alb. - Erlanger geol. Abh., **81**: 83 S., 9 Abb., 2 Tab.; Erlangen.

HEBBELN, D. (1987): Geologie und Stratigraphie zwischen Sulzgrabenkopf und Durchlachkopf in den Chiemgauer Alpen. - Unveröff. Diplom-Kurzkartierung, Fachbereich 5 Geowissenschaften Universität Bremen.

HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. - Jb. geol. Bundesanst. Wien **80**: 381-406; Wien.

HERM, D. (1965): Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipuzcoa, Nordspanien). - Z. dt. geol. Ges., **115** (1): 277-348, 16 Abb., 1 Taf., 2 Tab.; Hannover.

KITO, N. (1989): Radiolaires du Jurassique Moyen et Supérieur de Sicile (Italie): Biostratigraphie et Taxonomie. - Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, Ufr Sci. Terre, Dept. Géol. Sédiment., 239 S., 26 Taf.; Paris.

KITO, N. & DE WEVER, P. (1990): Analyse clastique de la phylogenie des Hagiastridae (Radiolaires mesozoiques). - In: MOULLADE, M. (Hrsg.), Evolution des organismes microscopiques. - Coll. CNRS du G.D.R. 88. Nice - Sophia Antipolis. - Rev. Micropaléont., **33** (3-4): 193-218, 21 Abb.; Paris.

KOCHER, R.N. (1981): Biochronologische Untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine insbesondere der Südalpen. - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich. (N.F.) **234**: 1-184; Zürich.

LACKSCHEWITZ, K. S. (1987): Die Geologie des Rechenberges und des Rehwaldkopfes in den Nördlichen Kalkalpen. - Diplomarbeit, Geologisch-Paläontologisches Institut der Christian-Albrechts-Universität Kiel.

LACKSCHEWITZ, K. S., GRÜTZMACHER, U. & HENRICH, R. (1991): Paläo-Ozeanographie und Kippschollentektonik in den jurassischen Karbonatabfolgen der Chiemgauer Alpen (Bayern). - Facies, **24**: 1-24, 4 Taf., 13 Abb., Erlangen.

MATSUOKA, A. & YAO, A. (1986): A newly proposed Radiolarian Zonation for the Jurassic of Japan. - Marine Micropal., **11**: 91-105, 4 Abb., 3 Taf.; New York.

MOULLADE, M. (Hrsg.) (1990): Évolution des organismes microscopiques. - Coll. CNRS du G. D. R. 88; Rev. Micropaléont., **33** (3-4); Paris.

MOULLADE, M. & IRR, F. (1990): Influence des facteurs externes dans l'évolution des Foraminifères planctoniques: l'exemple de la „crise" messinienne. - In: MOULLADE, M. (Hrsg.), Évolution des organismes microscopiques, Coll. CNRS du G. D. R. 88; Rev. Micropaléont., **33** (3-4): 153-174, 9 Abb.; Paris.

MUZAVOR, S. N. X. (1977): Die oberjurassische Radiolarienfauna von Oberaudorf am Inn. - Diss. Fachber. Geowiss. Ludwig-Maximilians-Univ. München: 1-163; München.

OZAWA, T. (1975): Evolution of *Lepidolina multiseptata* (Permian foraminifer) in East Asia. - Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D (Geology), **23**: 117-164; Kyushu.

OZVOLDOVA, L. (1975): Upper Jurassic radiolarians from the Kysuca Series in teh Klippen Belt. - Zap. Karpaty, Ser. Paleont., **1**: 73-86; Bratislava.

OZVOLDOVA, L. (1979): Radiolarian assemblage of radiolarian cherts at Podbiel locality (Slovakia). - Cas. Miner. Geol. **24** (3): 249-266; Bratislava.

PESSAGNO, E. A., JR. (1977): Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. - Micropaleontology, **23** (1): 56-113; New York.

RIEDEL, W. R. & SANFILIPPO, A. (1974): Radiolaria from the southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. - In: DAVIES, T. A., LUYENDYK, B. P. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **26**: 771-813, 2 Tab., 15 Taf.; Washington (U.S. Gov. Printing Office).

RIEDEL, W. R. & SANFILIPPO, A. (1981): Evolution and diversity of form in radiolaria. - In: SIMPSON, T. L. & VOLCANI, B. E. (Hrsg.): Silicon and Siliceous Structures in Biological Systems, 323-346; 13 Abb.; New York, Heidelberg, Berlin (Springer).

RUST, D. (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. - Palaeontographica, **31** (3,7): 269-322, Taf. 26-45; Stuttgart.

RÜST, D. (1898): Neue Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide. - Palaeontographica, **45**: 1-67; Stuttgart.

RUHLAND, G. (1987): Geologie, Stratigraphie und Tektonik des Hochbajuverikums im Bereich des Röthlmoosalm (Nördliche Kalkalpen). - Unveröff. Diplom-Kurzkartierung, Fachbereich 5 - Geowissenschaften, Universität Bremen.

SCHAAF, A. (1984): Les radiolaires du Crétacé inférieur et moyen: biologie et systématique. - Sci. Geol., Mém., **75**: 1-189; Strasbourg.

STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). - Zitteliana, **19**: 1-188, 27 Taf.; München.

WILLMANN, R. (1988): Makroevolution aus paläontologischer Sicht. - Sber. Ges. Naturf. Freunde Berlin, N. F., **28**: 137-162, 9 Abb.; Berlin.

WISNIOWSKI, T. (1889): Beitrag zur Kenntnis der Mikrofauna aus den oberjurassichen Feuersteinknollen der Umgebung von Krakau. - Jb. k.k. geol. Reichsanst., **38**(4): 657-702; Wien.

YAO, A., MATSUOKA, A. & NAKATANI, T. (1982): Triassic and Jurassic radiolarian assemblages in Southwest Japan. - News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol., **5**: 27-43; Osaka.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	145–154	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Foraminifera from the Jurassic (Callovian - Kimmeridgian) outcrop in Arda Area, Central Jordan

By

TALEB AL-HARITHI*)

With 2 Figures, 2 Tables and 2 Plates

ABSTRACT

Thirty two foraminiferal species were identified from nineteen samples taken from the uppermost fifty meters of the Jurassic Arda surface section. The microfaunal assemblages suggest a Callovian to Kimmeridgian age for the studied succession.

ZUSAMMENFASSUNG

Aus den obersten 50 Metern der Jura-Schichten des Arda-Profils (Jordanien) werden 32 Foraminiferenarten vorgestellt. Aufgrund der Mikrofauna ist das Alter mit Callov bis Kimmmeridge anzugeben.

1. INTRODUCTION

In the past the studies on the Jurassic of Jordan were focused mainly on the lithology and to a little extent on the biostratigraphy (LIBBEY & HOSKINS 1905, COX 1925, MUIR-WOOD 1925, BLAKE 1936, BLAKE & IONIDES 1939, AVNIMELECH 1945, WETZEL & MORTON 1959, VAN DEN BOOM & LAHLOUB 1962, BENDER 1968, ABED 1987 and AMEREH 1987). The paleontological aspects were partially treated by BASHA (1980: ostracods) and AQRABAWI (1987: macrofauna).

A lot of new data about the Jurassic were yielded during the eighties by oil exploration with many drilling wells in the course of the National Oil Exploration Project, which was initiated by the Natural Resources Authority of Jordan (NRA). These exploration data are an important contribution to the geology of Jordan, especially to the knowledge of the Jurassic system, the surface outcrops of which are restricted to limited areas in Central Jordan. The results show an increase in thickness of the Jurassic sediments from Central Jordan to the North and West and a dominance of sandy facies in the eastern and partially in the southern areas, while calcareous facies predominantly occur in the paleogeographically deeper areas in northern and western parts of Jordan.

*) DR. TALEB AL-HARITHI, Department of Geology, University of Jordan, Amman - Jordan

2. THE ARDA SURFACE SECTION

The Arda area is situated about 35 kms WWN of Amman (Fig. 1). Due to the severe tectonic movements in the course of the development of the Jordan Graben which were accompanied by faults and an extreme folding of rock units, only the uppermost 50 meters of the outcrop section could be studied in detail in the area of study.

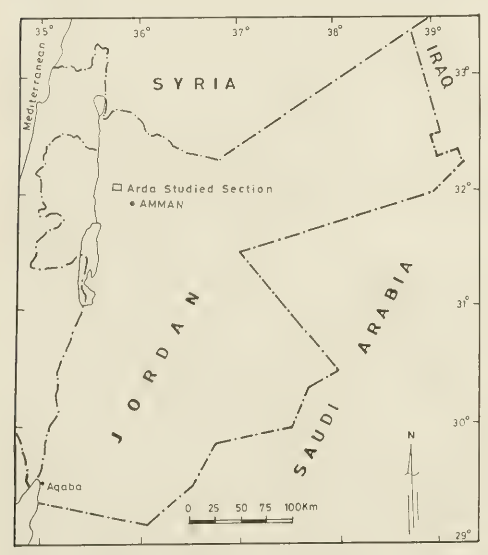
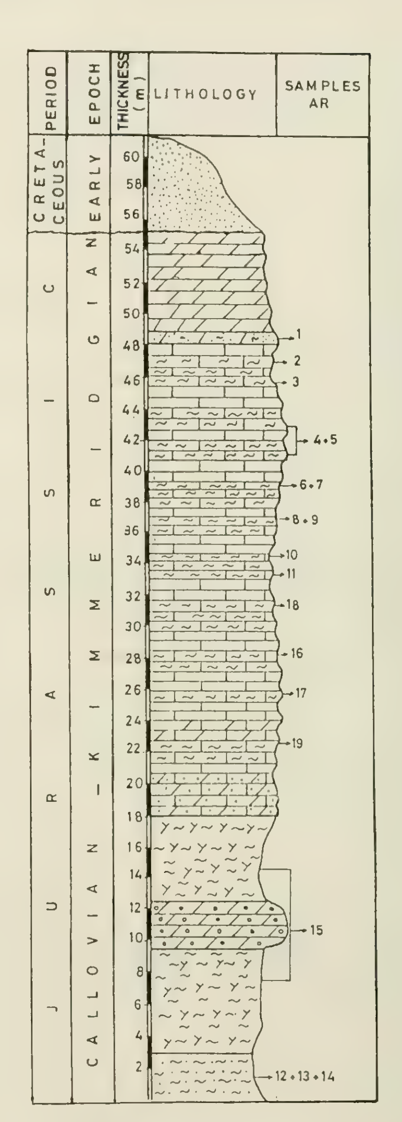


Fig. 1: Location of the Arda Area.

This Jurassic succession is characterized lithologically by being mainly calcareous (Fig. 2). At the base it starts with some marly sandy clays, which are followed upwards by thick sequences (ca. 20 m) of clayey marls with secondary gypsum fissures. Above these marls a thick sequence of generally thin, more rarely thick bedded dolomites and limestones follows, which alternate with thin to medium thick marl beds rich in macrofossils (mainly brachiopodes; terebratulids and rhynchonellids). The uppermost part of the section, 6 meter thick, consists of dense compact dolomite beds. The Jurassic series underlie a thick sandstone sequence of Lower Cretaceous age.

19 soft samples (AR Samples), mainly marls to clayey marls in composition, were taken from the uppermost 50 meters of the Jurassic, prepared and analysed with respect to their faunal content. Table 1 gives an overview of the faunal content of the AR samples.



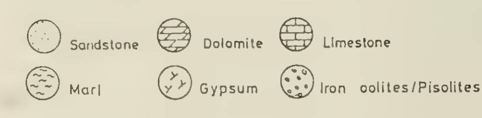


Fig. 2: The Jurassic Arda surface section.

SAMPLE NR.	FAUNAL CONTENT
AR-1	brachiopodes and rare crinoid plates
AR-2	no fauna
AR-3	no fauna
AR-4 + AR-5	highly fossiliferous: echinoid spines, holothurians, brachiopods, ostracodes and foraminifera
AR-6	echinoid spines, bryozoans, ostracodes and foraminifera
AR-7	highly fossiliferous: brachiopods, echinoid spines, gastropods (moulds), crinoid elements, bivalves, fish teeth and foraminifera
AR-8	no fauna
AR-9 + AR-10	crinoid plates, echinoid spines
AR-11	no fauna
AR-12 - AR-14	no fauna
AR-15	foraminifera
AR-16	bivalvia (internal moulds) and ? fish otolith
AR-17	highly fossiliferous: brachiopods, echinoid spines, crinoid plates, holothurian elements, gastropods, desmons of coralline sponges, ostracodes and foraminifera
AR-18	fossiliferous: echinoid spines, bryozoans, holothurian skeletal elements, desmons of coralline sponges, ostracodes and foraminifera
AR-19	highly fossiliferous: crinoid elements, echinoid spines, bryozoans, bivalves, gastropods, holothurian skeletal elements, ostracodes and foraminifera.

Table 1: Distribution of faunal groups in Arda samples

Excluding those with cf. and up to generic level identified foraminifera taxa, all of the well identified species (except *Ammodiscus zaspelovae*) suggest a Callovian-Kimmeridgian age for the studied section (Table 2). In spite that NAGY et al. (1990) had reported *Ammodiscus zaspelovae* from the Portlandian of Norway, the detailed microscopic examination proved that both the Norwegian and the Jordanian specimens are alike in many aspects (e. g. fine grained to smooth wall, size, coiling). The only explanation, why this species is an index fossil to younger age in Norway is to assume that the ecology in Norway at Callovian-Kimmeridgian times was not suitable for the flourishing of this species.

Foraminifera species	PRE-CALLOVIAN	CALLOVIAN	OXFORDIAN	KIMMERIDGIAN	POST-KIMMERIDGIAN	ARDA SAMPLES
Reophax barnardi				—35—	Sinai	AR-19
Reophax suevicus		—	—38—	—	—Canada	AR-19
Ammobaculites agglutinans	—	—	—6—	— —6—Fran	—Britain ce	AR-19
Ammodiscus zaspelovae					—31—Norway	AR-5
Verneuilinoides minuta				—35—	Sinai	AR-17 and AR 18
Ophthalmidium purtonensis			—6—	England		AR-17 and AR 18
Paramigros shinnawii	—	—1—	—	—	Egypt	AR-17 and AR 18
Eoguttulina liassica		—6—	—	England		AR-4 and AR-5
Astacolus ectypus	—	—38—	Canada			AR-19
Lenticulina magharaensis				—35—	Sinai	AR-4 and AR-4
Lenticulina quenstedti	 —	— —	—35— —37—	— —	Sinai England	AR-19 and AR-4
Nodosaria metensis	—	—	—35—	—	Sinai	In most of the samples
Dentalina intorta		—26—	Germany			AR-5,AR-15,AR-17 and AR-18
Vaginulina "prima"				—37—	Britain	AR-5

Table 2: The well-identified foraminifera species of the Arda section and their stratigraphic position recorded from occurrences in some other regions (for references see end of the text).

3. SYSTEMATIC DESCRIPTION

For the sake of simplicity, the identified species are listed without mentioning their generic or family classification.

Reophax barnardi SAID & BARAKAT, 1958
Pl. 1, Figs. 3-4

1958 *Reophax barnardi* n. sp. - SAID & BARAKAT: 238, pl. 4, fig. 7.

Remarks: Numerous specimens of this species were extracted from sample AR-19; in all aspects they can be compared with those described from the Kimmeridgian of Sinai by SAID & BARAKAT (1958).

Reophax suevicus FRANKE, 1936
Pl. 1, Figs. 1-2

1976 *Reophax suevicus* FRANKE, 1936. - SOUAYA: 266, pl. 5, fig. 2.

Remarks: This species was reported from Callovian to Tithonian rocks of Canada (SOUAYA 1976). In Arda section tens of specimens could be found in sample AR-19; they are characterized by being coarsely agglutinated, tapering and slightly compressed.

Ammobaculites agglutinans (D'ORBIGNY, 1846)
Pl. 1, Figs. 5-7

1981 *Ammobaculites agglutinans* (D'ORBIGNY, 1846). - BARNARD et al.: 388, pl. 1, fig. 2.

Remarks: This species is abundant in sample AR-19. It is characterized by having 4 chambers in the planispirally coiled, slightly compressed initial stage which is followed by 2 to 3 uniserial inflated chambers; surface coarsely agglutinated; umbilicus slightly biconcave.

The species is reported from the Middle Jurassic to the Lower Oxfordian of Great Britain (BARNARD et al. 1981, MORRIS & COLEMAN 1989, SHIPP 1989) and the early Kimmeridgian of France (BARNARD & SHIPP 1981).

Ammodiscus zaspelovae KOSYREVA, 1972
Pl. 1, Figs. 8-9

1990 *Ammodiscus zaspelovae* KOSYREVA. - NAGY et al.: 989, pl. 1, figs. 4-7.

Remarks: Numerous specimens of this species were present in sample AR-5. The number of whorls around the relatively large proloculus is 6 or more. As outlined by NAGY et al. (1990) this species is known from the Volgian (Portlandian) of Siberia and the Portlandian of Norway.

Haplophragmoides cf. *goodenoughensis* CHAMNEY, 1969
Pl. 1, Fig. 10

cf. 1976 *Haplophragmoides goodenoughensis* CHAMNEY, 1969. - SOUAYA: 267, pl. 2, fig. 6.

Remarks: SOUAYA's specimens from Canada are of lowermost Cretaceous age. NAGY et al. (1990) recorded this species from the Portlandian and Lower Cretaceous of Norway. Jordanian specimens extracted from samples AR-4, AR-5 and AR-6 differ from those reported by SOUAYA in having the umbilical area somewhat inflated rather than deep. Both forms have the same number of chambers (12).

Haplophragmoides cf. *tryssa* LOEBLICH & TAPPAN, 1950
Pl. 1, Figs. 11-13

1976 *Haplophragmoides* sp. cf. *H. tryssa* LOEBLICH & TAPPAN. - SOUAYA: 267, pl. 6, fig. 14.

Remarks: The Arda specimens from samples AR-17 and AR-18 resemble in many aspects to those reported and figured by SOUAYA (1976) from the Oxfordian rocks of Canada but differ in having more and slightly inflated chambers.

Verneuilinoides minuta SAID & BARAKAT, 1958
Pl. 1, Figs. 14-15

1958 *Verneuilinoides minuta* n. sp. - SAID & BARAKAT: 242, pl. 4, figs. 25 a-b.

Remarks: Specimens of this foraminiferal taxon are abundant in AR-18 and AR-17. They show high resemblance with those first identified and described by SAID & BARAKAT (1958) from the Kimmeridgian of Sinai.

Ophthalmidium purtonensis BARNARD et al., 1981
Pl. 1, Figs. 16-17

1981 *Ophthalmidium purtonensis* n. sp. - BARNARD et al.: 399, pl. 1, figs. 19, 26; text-figs. 9 B, 1-5, 26.

Remarks: This species is common in samples AR-17 and AR-18; BARNARD et al. (1981) report it from the Lower Oxfordian of England.

Paramigros shinnawii ABD-ELSHAFY & IBRAHIM, 1990
Pl. 1, Fig. 18

1990 *Paramigros shinnawii* n. sp. - ABD-ELSHAFY & IBRAHIM: 25, pl. 4, figs. 1-2.

Remarks: The specimens of the Arda area correspond well to the description of this species by ABD-ELSHAFY & IBRAHIM, who reported it from Bathonian to Kimmeridgian rocks of Egypt. The species is common in samples AR-17 and AR-18.

Eoguttulina liassica (STRICKLAND, 1846)
Pl. 1, Fig. 19

1981 *Eoguttulina liassica* (STRICKLAND, 1846). - BARNARD et al.: 426, pl. 3, fig. 20; text-fig. 29a.

Remarks: Arda specimens yielded from samples AR-4 and AR-5 are very close related to those reported by BARNARD et al. (1981) from Callovian to Oxfordian rocks of England.

Eoguttulina cf. *polygona* (TERQUEM, 1864)
Pl. 2, Figs. 1-2

1958 *Eoguttulina* cf. *polygona* (TERQUEM, 1864). - SAID & BARAKAT: 263, pl. 1, fig. 35; pl. 2, fig. 37; pl. 5, fig. 39.

Plate 1

Fig. 1-2 *Reophax suevicus* FRANKE, 1936. - AR-19; Fig. 1: L = 630; Fig. 2: L = 670.
Fig. 3-4 *Reophax barnardi* SAID & BARAKAT, 1958. - AR-19; Fig. 3: L = 1100; Fig. 4: L = 2525.
Fig. 5-7 *Ammobaculites agglutinaus* (D'ORBIGNY, 1846). - AR-19; Fig. 5: L = 1100; Fig. 6: L = 1030; Fig. 7: L = 860.
Fig. 8-9 *Ammodiscus zaspelovae* KOSYREVA, 1972. - AR-5; Fig. 8: D = 210; Fig. 9: D = 195.
Fig. 10 *Haplophragmoides* cf. *goodenoughensis* CHAMNEY, 1969. - AR-6; D = 310.
Fig. 11-13 *Haplophragmoides* cf. *tryssa* LOEBLICH & TAPPAN, 1950. - Fig. 11: AR-18, D = 630; Fig. 12, 13: AR-17; 12 LD = 510; Fig. 13: D = 440.
Fig. 14-15 *Verneuilinoides minuta* SAID & BARAKAT, 1958. - Fig. 14: AR-17, L = 290; Fig. 15: AR-18, L = 270.
Fig. 16-17 *Ophthalmidium purtonensis* BARNARD, CORDEY & SHIPP, 1981. - Fig. 16: AR-18, L = 215; Fig. 17: AR-17, L = 270.
Fig. 18 *Paramigros shinnawii* ABD-ELSHAFY & IBRAHIM, 1990. - AR-17, L = 350.
Fig. 19 *Eoguttulina liassica* (STRICKLAND, 1846). - AR-5; L = 290.
(L = Length, D = max. Diameter, both in microns)


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

Remarks: *E. polygona* occurs over a wide stratigraphic range. It is recorded from Bajocian to Kimmeridgian strata of Sinai (SAID & BARAKAT 1958) and from Upper Callovian rocks of England (BARNARD et al. 1981). Arda specimens which can be attributed to this species with uncertainty only are common in samples AR-4 and AR-5.

Astacolus ectypus LOEBLICH & TAPPAN, 1950
Pl. 2, Fig. 3

1976 *Astacolus ectypus* LOEBLICH & TAPPAN. - SOUAYA: 277, pl. 7, fig. 11.

Remarks: This species is a wide-ranging one. It is reported from the Sinemurian to the Middle Callovian of Canada by SOUAYA (1976). Arda specimens from sample AR-19 correspond in many aspects to those treated by SOUAYA: number of chambers approximately 13, keeled periphery, raised curved sutures which become thicker toward the umbilicus and in the initial growth stage, as well as a small radiate aperture at the extreme end of the test.

Lenticulina magharaensis SAID & BARAKAT, 1958
Pl. 2, Fig. 4

1958 *Lenticulina magharaensis* n. sp. - SAID & BARAKAT: 248, pl. 4, figs. 37a-b.

Remarks: This species was first reported from Kimmeridgian outcrops of Sinai. In the Arda section this species is common in samples AR-4 and AR-5.

Lenticulina quenstedti (GÜMBEL, 1862)
Pl. 2, Fig. 5

1958 *Lenticulina quenstedti* (GÜMBEL, 1862). - SAID & BARAKAT: 248, pl. 3, fig. 24; pl. 5, fig. 34.

Remarks: Many well-preserved specimens were yielded from samples AR-19 to AR-4 of the Arda section. *L. quenstedti* is a wide-ranging fossil. It was reported from the Callovian to the Kimmeridgian from Sinai (SAID & BARAKAT, 1958). According to SHIPP (1989), it occurs in the northern hemisphere, from the Bathonian to the Kimmeridgian.

Lenticulina cf. *sossipatrovae* GERKE & IVANOVA, 1972
Pl. 2, Fig. 6

cf. 1990 *Lenticulina sossipatrovae* GERKE & IVANOVA in SAKS, 1972. - NAGY et al.: 997, pl. 6, figs. 12-16.

Remarks: The Arda specimens were found in AR-19; they differ from typical representatives of this species in having distinctive raised sutures and a broader last chamber.

According to NAGY et al. (with cited literature herein) *L. sossipatrovae* occurs in the Lowest Neocomian of Norway and the Volgian to Valanginian of Siberia.

Lenticulina cf. *subalata* (REUSS, 1854)
Pl. 2, Fig. 7

cf. 1958 *Lenticulina subalata* (REUSS, 1854) - SAID & BARAKAT: 250, pl. 1, fig. 11; pl. 2, fig. 18; pl. 3, fig. 22; pl. 4, fig. 26.

Remarks: Arda specimens from samples AR-4 and AR-5 can rather be compared with the material described by BARNARD et al. (1981) than with the specimens of SAID & BARAKAT (1958). The Arda specimens have raised curved sutures and a plane to slightly concave umbilicus; a peripheral keel is lacking. *L. subalata* is a wide-ranging fossil; it is recorded from Bajocian to Kimmeridgian strata of Sinai (SAID & BARAKAT 1958) and from Oxfordian rocks of England (BARNARD et al. 1981).

Plate 2

Fig. 1-2 *Eoguttulina* cf. *polygona* (TERQUEM, 1864). - AR-4; Fig. 1: L = 275; Fig. 2: L = 325.
Fig. 3 *Astacolus ectypus* LOEBLICH & TAPPAN, 1950. - AR-19; D = 1320.
Fig. 4 *Lenticulina magharasensis* SAID & BARAKAT, 1958. - AR-4; D = 700.
Fig. 5 *Lenticulina quenstedti* (GÜMBEL, 1862). - AR-6; D = 700.
Fig. 6 *Lenticulina* cf. *sossipatrovae* GERKE & IVANOVA, 1972. - AR-19; D = 1400.
Fig. 7 *Lenticulina* cf. *subalata* (REUSS, 1854). - AR-4; D = 500.
Fig. 8 *Lenticulina* cf. *varians* (BORNEMANN, 1854). - AR-5; D = 200.
Fig. 9 *Frondicularia* cf. *lignaria* TERQUEM, 1866. - AR-18; L = 300.
Fig. 10 *Vaginulina ‚prima‘* LLOYD, 1958. - AR-5; L = 3270.
Fig. 11 *Nodosaria* cf. *nitidana* BRAND, 1937. - AR-5; L = 200.
Fig. 12 *Dentalina intorta* TERQUEM, 1870. - AR-15; 630.
Fig. 13 *Dentalina* cf. *pseudocommunis* FRANKE, 1936. - AR-17; L = 425.
Fig. 14 *Paalzowella* cf. *feifeli* aff. *elevata* (PAALZOW, 1932). - AR-5; L = 800.
Fig. 15 *Nodosaria metensis* (TERQUEM, 1858). - AR-5; L = 260.
Fig. 16 *Pseudobolivina* sp. 1. - AR-18; L = 330.
Fig. 17 cf. *Lingulina* sp. - AR-4; L = 300.
Fig. 18 *Pseudobolivina* sp. 2. - AR-17; L = 420.
Fig. 19 *Pseudogaudryina* sp. - AR-17; L = 370.
Fig. 20 *Palaeopolymorphina* sp. - AR-4; L = 310.
Fig. 21 cf. *Lingulonodosaria* sp. - AR-18; L = 440.
Fig. 22 cf. *Pseudogaudrynella* sp. - AR-5; L = 330.
Fig. 23 *Ellipsoglandulina* sp. - AR-4; L = 390.
(L = Length, D = max. Diameter, both in microns)


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

Lenticulina cf. *varians* (BORNEMANN, 1854)
Pl. 2, Fig. 8

cf. 1981 *Lenticulina varians* (BORNEMANN, 1854). - BARNARD et al.: 417, pl. 2, fig. 25; text-fig. 19.

Remarks: In the Arda section this taxon rarely occurs in AR-5. Due to the somewhat poor preservation, the specimens can be attributed to *L. varians* with uncertainity only. *L. varians* is a wide-ranging fossil; its stratigraphic record extends from the Rhaetian up to the Upper Jurassic (COPESTAKE & JOHNSON 1989). SAID & BARAKAT (1958) identified it in the Bajocian and the Kimmeridgian of Sinai and BARNARD et al. (1981) reported it from the Upper Callovian of England.

Frondicularia cf. *lignaria* TERQUEM, 1866
Pl. 2, Fig. 9

cf. 1989 *Frondicularia lignaria* TERQUEM, 1866. - MORRIS & COLEMAN: 224, pl. 6.3.8, fig. 5.

Remarks: Arda specimens from samples AR-17 and AR-18 differ from those of MORRIS & COLEMAN (1989) in having less ribbed sutures and fewer chambers in the last whorl (ca. 5). According to MORRIS & COLEMAN, *F. lignaria* occurs from the Aalenian to the Bathonian.

Nodosaria metensis (TERQUEM, 1863)
Pl. 2, Fig. 15

1958 *Nodosaria metensis* (TERQUEM, 1863). - SAID & BARAKAT: 255, pl. 1, fig. 30; pl. 5, fig. 20.

Remarks: *N. metensis* is common in most of the samples of the Arda section. It is recorded from Bajocian and Kimmeridgian rocks of Egypt (SAID & BARAKAT 1958) and from the Aalenian of England (MORRIS 1982 in JENKINS & MURRAY 1989).

Nodosaria cf. *nitidana* BRAND, 1937
Pl. 2, Fig. 11

cf. 1958 *Nodosaria nitidana* BRAND. - SAID & BARAKAT: 255, pl. 5, fig. 2.

Remarks: The material from the Arda section (sample AR 5) is incompletely preserved. Only the last two chambers of the foraminifer can be found. It resembles *N. nitidana* in having inflated chambers, a radiate terminal aperture and depressed sutures. However, the identification at the species level is tentatively only. *N. nitidana* is reported from the Kimmeridgian of Sinai by SAID & BARAKAT (1958).

Dentalina intorta (TERQUEM, 1870)
Pl. 2, Fig. 12

1989 *Dentalina intorta* (TERQUEM, 1870). - MORRIS & COLEMAN: 222, pl. 6.3.7, fig. 7.

Remarks: This species is represented by numerous specimens in samples AR-5, AR-15, AR-17 and AR-18. It is recorded from the Bajocian and Bathonian (MORRIS & COLEMAN 1989). In morphology the specimens from Jordan are very close to forms which are reported from Germany (LUTZE 1960: pl. 28, fig. 17).

Dentalina cf. *pseudocommunis* FRANKE, 1936
Pl. 2, Fig. 13

cf. 1981 *Dentalina pseudocommunis* FRANKE, 1936. - BARNARD et al.: 406, pl. 2, fig. 2.

Remarks: The Arda specimens extracted from sample AR-17 are very similar to the material figured and described from Middle Callovian to Lower Oxfordian strata of England by BARNARD et al. (1981). The only difference is that the Arda specimens have 3 to 4 chambers in average, whereas those from England have 8.

Paalzowella cf. *feifeli* aff. *elevata* (PAALZOW, 1932)
Pl. 2, Fig. 14

cf. 1960 *Paalzowella feifeli* aff. *elevata* (PAALZOW). - LUTZE: 485, pl. 33, fig. 11.

Remarks: Arda specimens from sample AR-5 differ from those recorded from the Lower Oxfordian rocks of Germany by LUTZE (1960) in being more cylindrical rather than conical.

Vaginulina ,prima' LLOYD, 1958
Pl. 2, Fig. 10

1989 *Vaginulina ,prima'* LLOYD, 1958. - SHIPP: 260, pl. 6.4.3., fig. 8.

Remarks: Specimens from sample AR-5 correspond closely to the specimens figured and described by SHIPP (1989) in having 6-12 strong continous longitudinal ribs and a large uniserial thick-walled test. Many forms of this species were reported by LLOYD (1958, unpubl. Ph. D. Thesis, cited in SHIPP 1989) from Late Kimmeridgian rocks of Great Britain.

Pseudobolivina sp. 1
Pl. 2, Fig. 16

Remarks: Four specimens of samples AR-17 and AR-18 can be attributed to this genus.

Pseudobolivina sp. 2
Pl. 2, Fig. 18

Remarks: Specimens of this taxon occur rarely in samples AR-17 and AR-18.

Pseudogaudryina sp.
Pl. 2, Fig. 20

Remarks: This species is represented by one specimen only (AR-17). It is characterized by having a highly inflated semitriangular initial part, and only two mostly round chambers in the uniserial growth stage.

Palaeopolymorphina sp.
Pl. 2, Fig. 20

Remarks: The rare specimens of this taxon from sample AR-4 are similar to those described by BARNARD et al. (1981) from the Lower Oxfordian of England.

cf. *Lingulonodosaria* sp.
Pl. 2, Fig. 21

Remarks: The taxon occurs rarely in AR-17 and AR-18. It is ovate in cross-section, uniserial, rectilinear and has an elongate proloculus which is bigger than the following chambers.

cf. *Lingulina* sp.
Pl. 2, Fig. 17

Remarks: Some specimens from samples AR-17 and AR-18 can be attributed with uncertainty to the genus *Lingulina*.

?*Ellipsoglandulina* sp.
Pl. 2, Fig. 23

Remarks: Concerning the morphology and the very minute initial growth stage two specimens (AR-4, AR-17) are very similar to *Ellipsogladulina*. However, they differ from this genus in having compressed chambers rather than inflated ones.

cf. *Pseudogaudrynella* sp.
Pl. 2, Fig. 22

Remarks: Only one specimen from sample AR-5 was found. It is characterized by having a semitriangular initial part, followed directly by 5-6 alternating biserially arranged inflated chambers.

REFERENCES

Abd-Elshafy, E. & Ibrahim, N. (1990): New Jurassic Foraminifera from Egypt. - Acta Palaeont. Polonica, **35** (1-2): 15-29, 3 figs., pls. 1-4; Warszawa. [1]

Abed, A. (1987): New occurrence of the Jurassic in Baqa depression. - Dirasat, **14** (1): 265-274, 9 figs.; Amman.

Amereh, B. (1987): Sedimentological and Petrological Interplays of the Nubian Series in Jordan with Regard to Paleogeography and Diagenesis. - Braunschw. geol.-paläont. Diss., **7**: 232 pp., 33 figs., 6 tabs.; Braunschweig.

Aqrabawi, M. (1987): Biostratigraphy of the Jurassic rocks in Jordan „Macrofauna". - M. Sc. Thesis Jordan Univ.: 137 pp., 10 pls.; Amman.

Avnimelech, M. (1945): New Jurassic outcrop in the Jordan Valley. - Geol. Mag., **82**: 81-83; London.

Barnard, T., Cordey, W. G. & Shipp, D. J. (1981): Foraminifera from the Oxford Clay (Callovian - Oxfordian) of England. - Rev. Esp. Micropaleont., **13** (3): 383-462, 4 figs., 4 pls.; Madrid. [6]

Basha, S. (1980): Ostracoda from the Jurassic System of Jordan. - Rev. Esp. Micropaleont., **12** (2): 231-254; 3 figs., 4 pls., 4 tabs.; Madrid.

Bender, F. (1968): Geologie von Jordanien. - 230 pp., 168 figs., 1 geol. map, 21 pls.; Berlin (Bornträger).

Bielecka, W. & Geroch, S. (1977): Quelques Foraminifères du Jurassique supérieur des Carpathes externes Polonaises. - Acta 6th Coll. Afric. Micropaleont., Tunis 1977. - Annal. Min. Geol. Tunis, **28**: 185-199, 2 figs., 2 pls., 2 tabs.; Tunis.

Blake, G. S. (1936): The stratigraphy of Palestine and its building stones. - Printing and Stationary Office Report, 133 pp.; Jerusalem.

Blake, G. S. & Ionides, M. G. (1939): Report on the water resources of Transjordan and their development. Incorporating report in geology, soils and minerals, and hydrogeol. correlations; London (Crown Agents for the Colonies).

Boom, G. van den, & Lahloub, M. (1962): The Iron-Ore Deposit „Warda" in the southern Ajlun District. - Unpubl. Rep. Fed. Inst. Geosci. and Natur. Resources; Hannover.

Cooper, G. A. (1989): Jurassic Brachiopods of Saudia Arabia. - Smith. Contr. Paleobiol., **65**: 213 pp., 48 figs., 37 pls.; Washington.

Cox, L. R. (1925): Bajocian-Bathonian outcrop in the Jordan Valley and its Molluscan remains. - Ann. Mag. Nat. Hist., **9** (15): 169-181; London.

Copestake, P. & Johnson B. (1989): The Hettangian to Toarcian (Lower Jurassic). - In: Jenkins, D. G. & Murray, J. W. (eds.): Stratigraphical atlas of fossil foraminifera, 2nd edit.: 129-188, 10 figs., 6 pls.; Chichester (Ellis Horwood).

Ellis, B. F., Messina, A. R., Charmatz, R. & Ronai, L. E. (1969): Catalogue of Index smaller Foraminifera, Vol. 3, Mesozoic - Tertiary benthonic Foraminifera. - Spec. Publ. Amer. Mus. Nat. Hist.; New York.

Geroch, S. & Koszarski, L. (1988): Agglutinated foraminiferal stratigraphy of the Silesian Flysch Trough. - 2nd Workshop on agglutinated Foraminifera, Vienna 1986, Abh. Geol. B.-A., **41**: 73-79, 3 figs.; Wien.

Goldberg, M. & Friedman, G. M. (1974): Paleoenvironments and paleogeographic evolution of the Jurassic system in southern Israel. - Geol. Surv. Israel, Bull., **61**: 1-44, 16 figs., 8 pls.; Jerusalem.

Hegab, A. A. & Tkhorzhevsky, E. S. (1992): Terebratulida (Brachiopoda) from the Upper Jurassic of Anti-Lebanon, Syria. - Bull. Fac. Sci., Assiut Univ. Egypt, **21** (1F): 1-30, 7 figs., 1 pl.; Assiut.

Hirsch, F. & Picard, L. (1988): The Jurassic facies in the Levant. - J. Petrol. Geol., **11** (3): 277-308, 15 figs.; Beaconsfield.

Hofker, J. (1957): Foraminiferen der Oberkreide von Nordwest-Deutschland und Holland. - Beih. Geol. Jb., **27**: 464 pp., 495 figs.; Hannover.

Jenkins, D. G. & Murray, J. W. (eds.) (1989): Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera. - 2nd edit.: 592 pp., New York, Chichester (Ellis Horwood).

Kuss, J. (1990): Middle Jurassic calcareous algae from the Circum-Arabian area. - Facies, **22**: 59-86, 5 figs., 1 tab., 21 pls.; Erlangen.

Libbey, W. & Hoskins, F. (1905): Jordan Valley and Petra. - Bull. Amer. Geol. Soc., **38**: 96-97; New York.

Loeblich, A. & Tappan, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. - 970 pp.; 847 pls.; New York (van Nostrand Reinhold).

Lutze, G. F. (1960): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovian und Oxfordian in Nordwest-Deutschland. - Geol. Jb., **77**: 391-532, 20 figs., 21 pls.; Hannover. [26]

Morris, P. H. & Coleman, B. E. (1989): The Aalenian to Callovian (Middle Jurassic). - In: Jenkins, D. G. & Murray, J. W. (eds.), Stratigraphical atlas of fossil foraminifera, 2nd edit.: 189-236, 6 figs, 12 pls.; Chichester (Ellis Horwood).

Muir-Wood, H. M. (1925): Jurassic Brachiopods from the Jordan Valley. – Ann. Mag. Nat. Hist., 9 (15): 181-192; London.

Nagy, J., Löfaldli, M. & Bäckström, S. A. (1988): Aspects of Foraminiferal distribution and depositional conditions in Middle Jurassic to Early Cretaceous shales in Eastern Spitzbergen. - 2nd Workshop on agglutinated Foraminifera, Vienna 1986, Abh. Geol. B.-A., **41**: 287-300; 8 figs.; Wien.

NAGY, J., PILSKOG, B. & WILHELMSEN, R. M. (1990): Facies controlled distribution of Foraminifera in the Jurassic North Sea Basin. - In: HEMLEBEN, C., KAMINSKI, M. A., KUHNT, W. & SCOTT, D. B. (eds.), Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera, NATO ASI Series, Ser. C, **237**: 621-657, 22 figs.; Dordrecht (Kluwer).

NAGY, J., LÖFALDLI, M., BACKSTRÖM, S. A. & JOHANSEN, H. (1990): Agglutinated foraminiferal stratigraphy of Middle Jurassic to basal Cretaceous shales, Central Spitzbergen. - In: HEMLEBEN, C., KAMINSKI, M. A., KUHNT, W. & SCOTT, D. B. (eds.), Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera, NATO ASI Series, Ser. C, **237**: 969-1015, 12 figs., 6 pls.; Dordrecht (Kluwer).

OKLA, S. M. (1986): Litho- and microfacies of Upper Jurassic carbonate rocks outcropping in Central Saudi Arabia. - J. Petrol. Geol, **9** (2): 195-206, 7 figs, 3 pls.; Beaconsfield.

RISCH, H. (1969): Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayerischen Kalkalpen, mit Hilfe von Mikrofossilien. - Diss. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 180 pp., 18 pls.; München.

RÖGL, K. D. (1988): Early Cretaceous agglutinated Foraminifera from limestone-marl rhythmites of the Gresten Klippen Belt, Eastern Alps (Austria). - 2nd Workshop on agglutinated Foraminifera, Vienna 1986, Abh. Geol. B.-A., **41**: 41-59, 10 figs., 3 pls.; Wien.

SAID, R. & BARAKAT, M. G. (1958): Jurassic microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. - Micropaleontology, **4** (3): 231-272, 5 figs., 1 tab., 6 pls.; New York. [35]

SHAHIN, A. & EL-BEIALY, S. (1989): Microfossils from the Middle Jurassic Shusha Formation of the Gabal al Maghara, Sinai, Egypt. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1989** (9): 560-575, 6 figs.; Stuttgart.

SHIPP, D. J. (1989): The Oxfordian to Portlandian. - In: JENKINS, D. G. & MURRAY, J. W. (eds.), Stratigraphical atlas of fossil foraminifera. - 2nd edit.: 237-272, 6 figs., 3 pls.; Chichester (Ellis Horwood). [37]

SOUAYA, F. J. (1976): Foraminifera of Sun-Gulf Global Linckens Island Well P-46, Arctic Archipelago, Canada. - Micropaleontology, **22** (3): 249-306, 6 figs., 12 pls.; New York. [38]

WETZEL, R. & MORTON, D. M. (1959): Contributions à la géologie de la Transthe jordan. - Notes et Memoires sur le Moyen-Orient, **7**: 95-188; Paris.

Numbers in brackets behind some references refer to numbers given in table 2.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	155–164	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Foraminiferen aus dem Unterlias der Nördlichen Kalkalpen

Von

OSKAR EBLI*)

Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Aus dem Unterlias der Nördlichen Kalkalpen werden 25 Foraminiferenarten beschrieben. Es kann gezeigt werden, daß ihre Verbreitung von der paläobathymetrischen Situation abhängig ist. So dominieren in Beckenbereichen sandschalige Arten, während Kalkschaler - insbesondere Vertreter der Involutinae - charakteristisch für submarine Schwellen sind.

ABSTRACT

Lower Liassic sediments from the Northern Calcareous Alps yielded a fauna of benthonic foraminifera, consisting of 25 species. These foraminifera are shortly described and their pattern of distribution is shown to depend on the paleobathymetric situation. Agglutinating species dominated the basinal areas, whereas calcareous foraminifera - especially members of the Involutininae - were characteristic for submarine swells.

1. EINLEITUNG

Mit Einsetzen des Jura vollzog sich in den Nördlichen Kalkalpen (NKA) eine grundlegende Umstellung der biogenen Karbonatproduktion. Wurde die Hauptmasse der mächtigen rhätischen Ablagerungen vor allem in ausgedehnten Riffkomplexen von Flachwasserorganismen wie Korallen, Kalkalgen, Hydrozoen etc. gebildet, so treten im Lias geringmächtige Lithologien an ihre Stelle, welche überwiegend aus Echinodermenschutt, Spicula, benthonischen Foraminiferen, aber auch von pelagischen Organismen wie Radiolarien, Coccolithophoriden und der kalkigen Dinophyceen-Zyste *Schizosphaerella punctulata* aufgebaut werden (z. B. EBLI 1993).

Die liassischen Gesteine lassen sich aufgrund ihrer Färbung einer Rotfazies (Basaler Hornsteinkalk, Enzensfelder- und Adneter Kalk) und einer Graufazies (Kendlbachschichten, Scheibelbergkalk, Kirchsteinkalk, Allgäuschichten) zuordnen. Erstere werden z. B. von FABRICIUS (1966) als Ablagerungen von langsam subsidierenden Tiefschwellen, letztere als Beckensedimente interpretiert. Als Ausnahme von diesem paläogeographischen Schema müssen die Adneter Mergel - eine Wechsellagerung roter, bisweilen grüner, sehr häufig auch grauer Kalke mit ebenso gefärbten cm-mächtigen Mergellagen - gelten. Wie bereits TOLLMANN (1976) ausführt, sind diese Gesteine als Beckenablagerung anzusehen.

*) Dipl.-Geol. OSKAR EBLI, Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, D-80333 München.

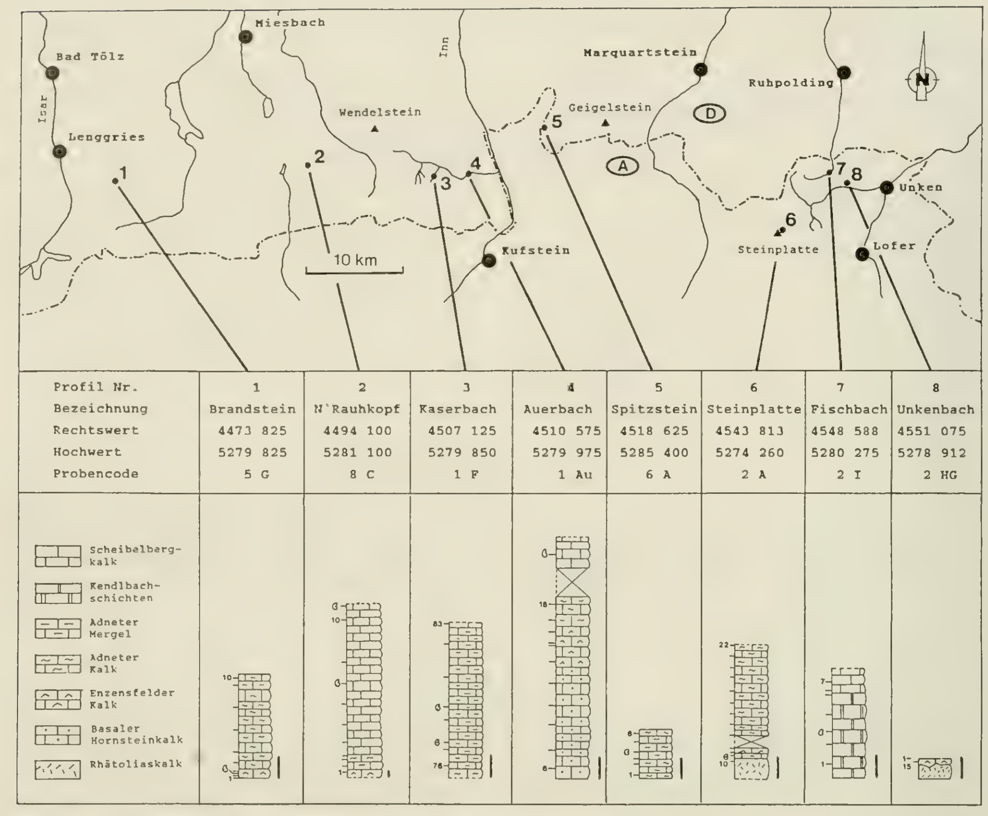


Abb. 1: Lage und Lithologie der beprobten Profile. Der Balkenmaßstab entspricht jeweils 1 m.

Die nachfolgend vorgestellten Foraminiferen entstammen Rot- und Graukalken bzw. Mergeln, welche durch Ammoniten datiert sind. Die Lage der Fundpunkte ist in Abb. 1 dargestellt. Weitere Profile mit allerdings undatierten Unterlias-Sedimenten sind in EBLI (1993) dokumentiert. Auf eine taxonomische Behandlung der artlich nicht determinierbaren Vertreter, z. B. der Genera *Nodosaria* oder *Dentalina,* wurde aus Platzgründen verzichtet.

Ammoniten-Spezies \ Profil Nr.		1	2	3	4	5	6	7	8
?*Alsatites* sp.		–	–	–	–	–	–	2 I 3	–
?*Arietites* sp.	P	–	–	–	–	–	2 A 11	–	–
Arnioceras cf. *oppeli*	r	–	8 C 8	–	–	–	–	–	–
Arnioceras cf. *rejectum*	o	–	–	1 F 78	–	–	–	–	–
Arnioceras sp.	b	–	8 C 11	–	1 Au 17	6 A 5	–	–	2 HG 5
Caenesites cf. *turneri*	e	5 G 3	–	–	–	–	–	–	–
Eoderoceras sp.		–	–	1 F 80	–	–	–	–	–

Tab. 1: Ammonitenfauna der dargestellten Profile.

DANK

Mein besonderer Dank gilt meinem hochverehrten Lehrer und Doktorvater Prof. D. HERM, der meine Arbeiten stets mit Rat und Tat unterstützte. Herr Dr. G. SCHAIRER bestimmte freundlicherweise die Ammoniten. Die DFG förderte die Untersuchungen im kalkalpinen Lias im Rahmen des DSDP/ ODP-Schwerpunktprogramms durch Personal- und Sachmittel.

Das Belegmaterial zu dieser Arbeit ist an der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München, unter den Inventarnummern BSP REM Ebl 1992/1/ 1-12 (REM-Träger) und BSP G 5119 a 93 - G 5123 a 93, BSP A 263 a 93 - A 265 (Dünnschliffe) hinterlegt.

2. PALÄONTOLOGISCHER TEIL

2.1 SYSTEMATISCHE BESCHREIBUNG DER FORAMINIFERENFAUNA

Die nachfolgende Beschreibung der Foraminiferenfauna folgt mit Ausnahme der Familie Vaginulinidae REUSS, 1860 der Systematik von LOEBLICH & TAPPAN (1988).

Ordnung Foraminiferida EICHWALD, 1830
Unterordnung Textulariina DELAGE & HEROUARD, 1896
Oberfamilie Ammodiscacea REUSS, 1862
Unterfamilie Ammodiscinae REUSS, 1862
Gattung *Ammodiscus* REUSS, 1862

Ammodiscus incertus (D'ORBIGNY, 1839)
Taf. 1, Fig. 1

1839 *Operculina incerta* D'ORB. - D'ORBIGNY: 49, Taf. 6, Fig. 16-17.

1964 *Ammodiscus incertus* (D'ORBIGNY, 1839). - KRISTAN-TOLLMANN: 32, Taf. 3, Fig. 1-2.

1985 *Ammodiscus siliceus* (TERQUEM). - RIEGRAF: 94, Taf. 5, Fig. 21-23 (cum syn.).

Bemerkungen: Die bereits in den obertriadischen Zlambachmergeln der NKA nachweisbare Spezies (KRISTAN-TOLLMANN 1964) kann sowohl grob- als auch feinagglutiniert vorliegen.

Unterfamilie Ammovertellinae SAIDOVA, 1981
Gattung *Glomospira* RZEHAK, 1885

Glomospira variabilis (KÜBLER & ZWINGLI, 1870)
Taf. 1, Fig. 2

1870 *Cornuspira variabilis* n. sp. - KÜBLER & ZWINGLI: 33, Taf. 4, Fig. 4.

1989 *Glomospira variabilis* (KÜBLER & ZWINGLI, 1870). - RIEGRAF & LUTERBACHER: 1019, 1022, Taf. 1, Fig. 9-10 (cum syn.).

Bemerkungen: Die letzten beiden Umgänge der rundlich-knäuelig aufgewundenen Gehäuse zeigen eine Tendenz zur Aufrollung in einer Ebene.

Glomospira cf. *jurassica* SAID & BARAKAT, 1958
Taf. 1, Fig. 3

cf. 1958 *Glomospira jurassica* n. sp. - SAID & BARAKAT: 240, Taf. 4, Fig. 15.

1968 *Glomospira* cf. *jurassica* SAID & BARAKAT, 1958. - OESTERLE: 712, Fig. 10 e-f.

Bemerkungen: Die Deuteroloculus-Röhre dieser langgestreckten, feinagglutinierten Foraminifere ist in verschiedenen Ebenen um die Längsachse herum angeordnet. Die Vertreter dieser Spezies entsprechen den von OESTERLE aus dem Oberjura als *Glomospira* cf. *jurassica* abgebildeten Formen.

Gattung *Glomospirella* PLUMMER, 1945

Glomospirella cf. *senghi* HO, 1959
Taf. 1, Fig. 4; Abb. 2

cf. 1959 *Glomospirella senghi* sp. nov. - HO: 413, Taf. 5, Fig. 20-25.

cf. 1991 *Glomospirella senghi* HO, 1959. - KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN et al., Taf. 5, Fig. 2.

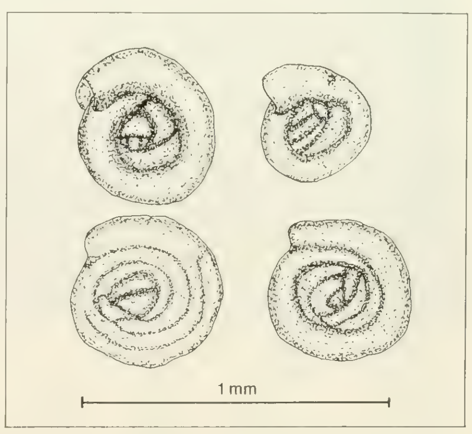


Abb. 2: Die Variabilität von *Glomospirella* cf. *senghi* in der Probe 8 C 9.

Bemerkungen: Die initialen Windungen der Deuteroloculus-Röhre sind unregelmäßig aufgewickelt, während die letzten 1-3 Umgänge in einer Ebene liegen.

Oberfamilie Lituolacea DE BLAINVILLE, 1827
Familie Lituolidae DE BLAINVILLE, 1827
Unterfamilie Ammomarginulininae PODOBINA, 1978
Gattung *Ammobaculites* CUSHMAN, 1910

Ammobaculites zlambachensis KRISTAN-TOLLMANN, 1964
Taf. 1, Fig. 5

1964 *Ammobaculites zlambachensis* n. sp. - KRISTAN-TOLLMANN: 36, Taf. 4, Fig. 5-7.

1990 *Ammobaculites zlambachensis* KRISTAN-TOLLMANN, 1964. - KRISTAN-TOLLMANN: Abb. 8, Fig. 11-16, Taf. 1, Fig. 11-13, 17-18.

Bemerkungen: Die grobagglutinierten Gehäuse weisen eine oftmals etwas einseitig aufgerollte, evolute Spira auf. Die aus der Trias beschriebene Spezies konnte erstmals im Lias nachgewiesen werden.

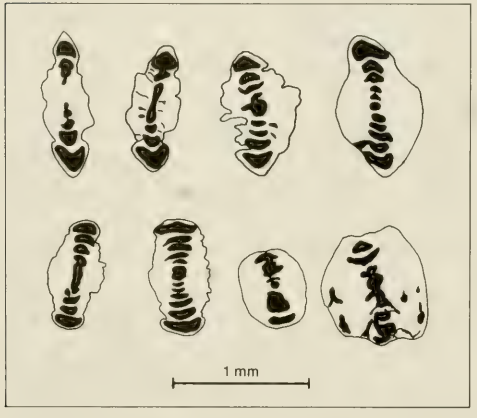


Abb. 3: Die Variabilität von *Involutina liassica* in der Probe 2 HG 1, dargestellt anhand schematischer Umrißskizzen.

Unterordnung Involutinina HOHENEGGER & PILLER, 1977
Familie Involutinidae BÜTSCHLI, 1880
Unterfamilie Involutininae BÜTSCHLI, 1880
Gattung *Coronipora* KRISTAN, 1958

Coronipora austriaca (KRISTAN, 1957)
Taf. 2, Fig. 1-2

1957 *Coronella austriaca* nov. gen. nov. spec. - KRISTAN: 19, Taf. 23, Fig. 10 a-c, 11-13.

1993 *Coronipora austriaca* (KRISTAN, 1957).- EBLI: 279–280 Taf. 35, Fig. 1-2 (cum syn.).

Die Spira der zumeist flachen Gehäuse umschließt einen dikken Nabel, welcher bisweilen zahlreiche, parallel zur Gehäusebasis angeordnete Lamellen erkennen läßt.

Gattung *Involutina* TERQUEM, 1862

Involutina liassica (JONES, 1853)
Taf. 2, Fig. 5-6; Abb. 3

1853 *Nummulites liassicus* n. sp. - JONES in BRODIE: 275.

1978 *Involutina liassica* (JONES, 1853). - PILLER: 65-68, Taf. 13, Fig. 1-9 (cum syn.).

Bemerkungen: Die unter anderem durch PILLER (1978) ausführlich beschriebene Spezies ist durch eine erstaunliche Variabilität gekennzeichnet. Neben nahezu scheibenförmigen Exemplaren mit kaum entwickeltem Nabelbereich treten auch annähernd globuläre Formen in Erscheinung.

Gattung *Semiinvoluta* KRISTAN, 1957

Semiinvoluta violae BLAU, 1987
Taf. 2, Fig. 3

1987 b *Semiinvoluta violae* n. sp. - BLAU: 10, Taf. 2, Fig. 1-8.

1991 *Semiinvoluta violae* BLAU, 1987. - BLAU & HAAS: 18-19, Abb. 3 M, 7 F-G (cum syn.).

Bemerkungen: Die Spezies ist durch ventral gelegene, triangulare Verdickungen im Bereich der Suturen charakterisiert. Die Deuteroloculus-Röhre ist zumeist planspiral, selten auch leicht undulierend aufgerollt.

Tafel 1

Fig. 1 *Ammodiscus incertus* (D'ORBIGNY). - Probe 8 C 9.
Fig. 2 *Glomospira variabilis* (KÜBLER & ZWINGLI, 1870). - Probe 1 F 80.
Fig. 3 *Glomospira* cf. *jurassica* SAID & BARAKAT, 1958. - Probe 8 C 9.
Fig. 4 *Glomospirella* cf. *senghi* HO, 1959. - Probe 8 C 9.
Fig. 5 *Ammobaculites zlambachensis* KRISTAN-TOLLMANN, 1964. - Probe 8 C 9.
Fig. 6 *Pseudonodosaria vulgata* (BORNEMANN, 1854). - Probe 6 A 4.
Fig. 7 *Lingulina tenera* BORNEMANN, 1854. - Probe 6 A 4.
Fig. 8 *Astacolus primus* (D'ORBIGNY, 1850). - Probe 6 A 4.
Fig. 9 *Astacolus varians* (BORNEMANN, 1854). - Probe 6 A 4.
Fig. 10 *Lenticulina gottingensis* (BORNEMANN, 1854). - Probe 6 A 4.
Fig. 11 *Planularia inaequistriata* (TERQUEM, 1863). - Probe 6 A 4.
Fig. 12 *Eoguttulina bilocularis* (TERQUEM, 1864). - Probe 6 A 4.
Die Länge des Maßstabs entspricht 100 µ.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Semiinvoluta(?) *bicarinata* BLAU, 1987
Taf. 2, Fig. 4

1987 b *Semiinvoluta*(?) *bicarinata* n. sp .- BLAU: 11, Taf. 4, Fig 1-7.

1991 *Semiinvoluta*(?) *bicarinata* BLAU, 1987. - BLAU & HAAS: 19, Fig. 7 H-I.

Bemerkungen: Die Art ist neben kielförmigen Verdickungen der Schale auch durch die gerade Gehäuseperipherie gekennzeichnet.

Gattung *Trocholina* PAALZOW, 1922 emend. PILLER, 1978

Trocholina pirinae BLAU, 1987
Taf. 2, Fig. 9

1987 a *Trocholina pirinae* n. sp. - BLAU: 500-501, Taf. 2, Fig. 1 bis 4, 7, 8.

Bemerkungen: Die Spezies ist nach BLAU (1987 a) neben ihrer Größe auch durch die höhere Anzahl der Deuteroloculus-Windungen von der ähnlichen *T. turris* unterschieden.

Trocholina turris FRENTZEN, 1941
Taf. 2, Fig. 10

1941 *Trocholina turris* n. sp. - FRENTZEN: 306, Taf. 1, Fig. 13 a-c.

1978 *Trocholina turris* FRENTZEN, 1941. - PILLER: 83-84, Taf. 20, Fig. 12, 15, 18 (cum syn.).

Bemerkungen: *T. turris* kann durch einen ab der ersten Deuteroloculus-Windung beginnenden trochospiralen Aufrollungsmodus von *T. umbo* - bei welcher der Anfangsteil planspiral bis leicht trochospiral ausgebildet ist - abgetrennt werden.

Trocholina umbo FRENTZEN, 1941
Taf. 2, Fig. 7

1941 *Trocholina umbo* n. sp. - FRENTZEN: 306, Taf. 1, Fig. 12 a-c.

1991 *Trocholina umbo* FRENTZEN, 1941. - BLAU & HAAS: 14, 16, Fig. 3 D, F.

Bemerkungen: Siehe *T. turris*.

Trocholina cf. *umbo* FRENTZEN, 1941
Taf. 2, Fig. 8

cf. 1941 *Trocholina umbo* n. sp.- FRENTZEN: 306, Taf. 1, Fig. 12 a-c.

Bemerkungen: Die Deuteroloculus-Röhre ist zunächst planspiral, dann trochospiral aufgerollt. Die initialen Gehäuseabschnitte werden im Gegensatz zu *T. umbo* von einer dicken Schicht zusätzlich angelegten Schalenmaterials umgeben, so daß nur eine cf.-Bestimmung durchgeführt werden konnte.

Unterordnung Spirillinina HOHENEGGER & PILLER, 1975
Familie Spirillinidae REUSS & FRITSCH, 1861
Gattung *Turrispirillina* CUSHMAN, 1927

Turrispirillina(?) *stibanei* BLAU & HAAS, 1991
Taf. 2, Fig. 11

1991 *Turrispirillina*(?) *stibanei* n. sp. - BLAU & HAAS: 20, Fig. 7 J-O, Abb. 8.

Bemerkungen: Die aus dem Unterlias Ungarns beschriebene Spezies konnte erstmals in den Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen werden.

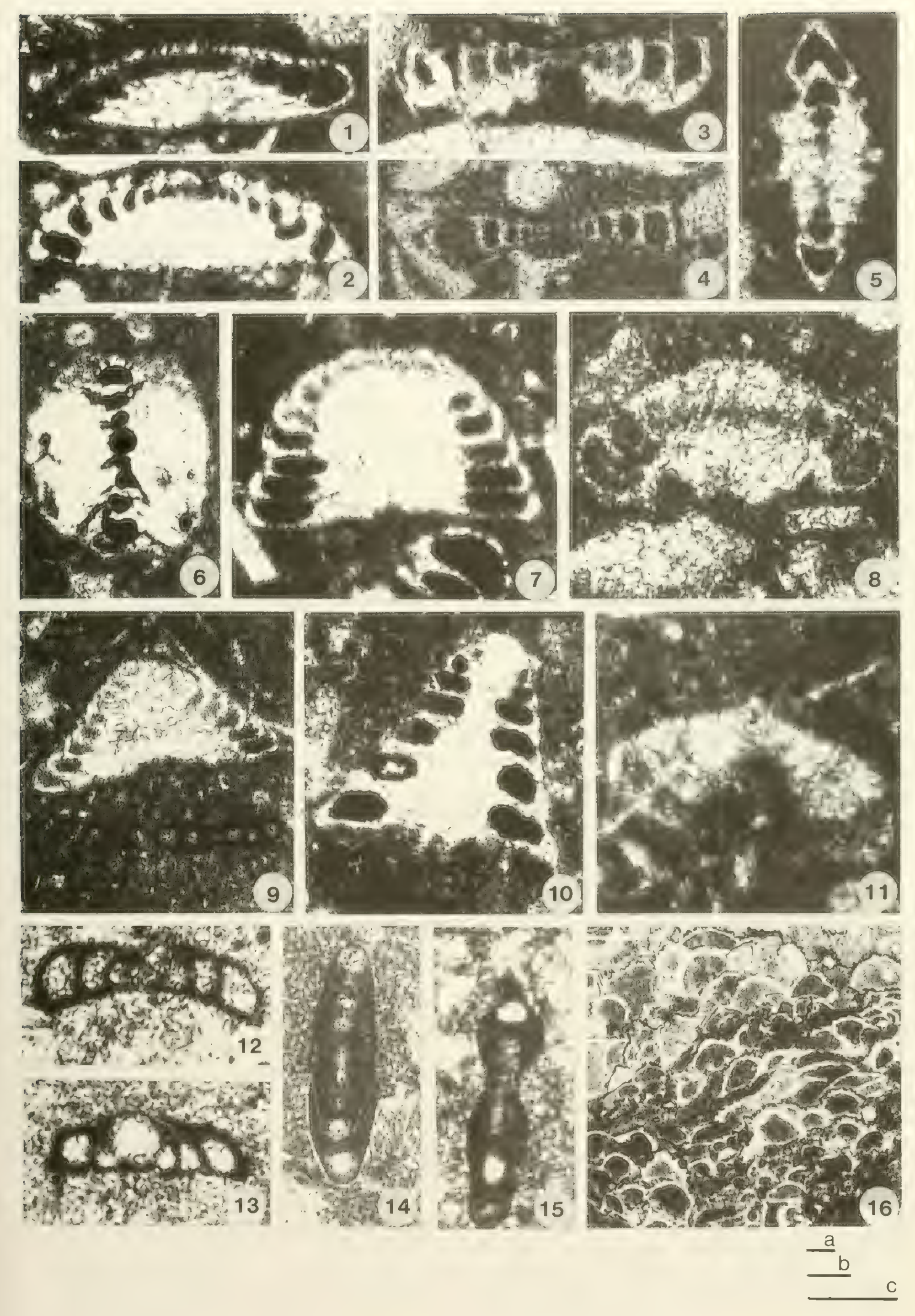
Unterordnung Miliolina DELAGE & HEROUARD, 1896
Oberfamilie Cornuspiracea SCHULTE, 1854
Familie Cornuspiridae SCHULTE, 1854
Unterfamilie Calcivertellinae LOEBLICH & TAPPAN, 1961
Gattung *Planiinvoluta* LEISCHNER, 1961

Planiinvoluta carinata LEISCHNER, 1961
Taf. 2, Fig. 12-13

1961 *Planiinvoluta carinata* n. sp. - LEISCHNER: 11-12, Taf. 10, Fig. 1-14, Taf. 12, Fig. 6, 7 a, 8 a.

Tafel 2

Fig. 1-2 *Coronipora austriaca* (KRISTAN, 1957). - Probe 2 A 10; x 180 (Maßstab c).
Fig. 3 *Semiinvoluta violae* BLAU, 1987. - Probe 2 HG 10; x 90 (Maßstab b).
Fig. 4 *Semiinvoluta*(?) *bicarinata* BLAU, 1987. - Probe 2 A 11; x 90 (Maßstab b).
Fig. 5-6 *Involutina liassica* (JONES, 1853). - Probe 2 HG 1; x 50 (Maßstab a).
Fig. 7 *Trocholina umbo* FRENTZEN, 1941. - Probe 2 HG 1, x 180 (Maßstab c).
Fig. 8 *Trocholina* cf. *umbo* FRENTZEN, 1941. - Probe 2 A 11; x 180 (Maßstab c).
Fig. 9 *Trocholina pirinae* BLAU, 1987. - Probe 2 HG 9; x 90 (Maßstab b).
Fig. 10 *Trocholina turris* FRENTZEN, 1941. - Probe 2 HG 1; x 180 (Maßstab c).
Fig. 11 *Turrispirillina*(?) *stibanei* BLAU & HAAS, 1991. - Probe 2 HG 8; x 180 (Maßstab c).
Fig. 12-13 *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER, 1961. - Probe 2 I 1; x 180 (Maßstab c).
Fig. 14 *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN-TOLLMANN, 1962). - Probe 2 A 11; x 180 (Maßstab c).
Fig. 15 *Ophthalmidium carinatum* (KÜBLER & ZWINGLI, 1866). - Probe 2 A 11; x 180 (Maßstab c)
Fig. 16 *Bullopora tuberculata* (SOLLAS, 1877). - Probe 2 HG 4; x 50 (Maßstab a).
Die Länge der Maßstabsbalken entspricht jeweils 100 μ.


1
3
5
2
4
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
a
b
c

1961 *Planiinvoluta deflexa* n. gen. n. sp. - LEISCHNER: 12, Taf. 10, Fig. 15-22, Taf. 12, Fig. 7 b, 8 b.

1971 *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER, 1961. - WERNLI: 222-225, Taf. 1, Fig. 1-7, Taf. 2, Fig. 1-6, Taf. 3, Fig. 1 bis 8.

Bemerkungen: Die Spezies wurde detailliert von WERNLI (1971) beschrieben. Von LEISCHNER (1961) wurden Formen mit ebener bis leicht konkaver Gehäusebasis (*P. carinata*) von solchen mit konvexer Gehäusebasis (*P. deflexa*) abgetrennt. Da *P. carinata* eine sessile Foraminifere ist, kann diesem „Merkmal" jedoch keine taxonomische Bedeutung zukommen, da es von der Form des Substrates abhängig ist.

Familie Ophthalmidiidae WIESNER, 1920
Gattung *Ophthalmidium* KÜBLER & ZWINGLI, 1866

Ophthalmidium carinatum (KÜBLER & ZWINGLI, 1866)
Taf. 2, Fig. 15

1866 *Oculina carinata* n. sp. - KÜBLER & ZWINGLI: 14, Taf. 2, Fig. 19.

1993 *Ophthalmidium carinatum* (KÜBLER & ZWINGLI, 1866). EBLI: 292-293, Taf. 29, Fig. 1; Taf. 36, Fig. 8-9 (cum syn.).

Bemerkungen: Die Spezies ist durch die scharfe bis kielförmige Peripherie von *O. leischneri* unterschieden, bei welcher diese rund ist.

Ophthalmidium leischneri (KRISTAN-TOLLMANN, 1962)
Taf. 2, Fig. 14

1962 *Neoangulodiscus leischneri* n. gen. n. sp. - KRISTAN-TOLLMANN: 5, 8, Taf. 2, Fig. 25-34.

1993 *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN-TOLLMANN, 1962). - EBLI: 294–295, Taf. 36, Fig. 10 (cum syn.).

Bemerkungen: Siehe *O. carinatum*.

Unterordnung Lagenina DELAGE & HEROUARD, 1896
Familie Nodosariidae EHRENBERG, 1838
Unterfamilie Nodosariinae EHRENBERG, 1838
Gattung *Pseudonodosaria* BOOMGART, 1949

Pseudonodosaria vulgata (BORNEMANN, 1854)
Taf. 1, Fig. 6

1854 *Glandulina vulgata* m. - BORNEMANN: 31, Taf. 2, Fig. 1 a-b, 2.

1993 *Pseudonodosaria vulgata* (BORNEMANN, 1854). - EBLI: 318–320, Taf. 30, Fig. 19-20, Abb. 40 (cum syn.).

Bemerkungen: Die Kammern der breit-kegelförmigen bis länglichen Gehäuse nehmen zumeist regelmäßig an Größe zu. Bisweilen können aber auch dickere Kammern zwischen dünnere eingeschaltet sein, so daß die Gehäuse dann einen unregelmäßigen Umriß aufweisen.

Unterfamilie Lingulininae LOEBLICH & TAPPAN, 1961
Gattung *Lingulina* D'ORBIGNY, 1826

Lingulina tenera BORNEMANN, 1854
Taf. 1, Fig. 7

1854 *Lingulina tenera* m. - BORNEMANN: 38, Taf. 3, Fig. 24 a-c.

1985 *Lingulina tenera* BORNEMANN, 1854. - RIEGRAF: 145, Taf. 11, Fig. 21-25.

Bemerkungen: Die Art ist durch eine enorme Variabilität ausgezeichnet. Die Gehäuse können länglich-prismatisch bis gedrungen-kegelförmig gestaltet sein. Die Berippung kann unterschiedlich stark und regelmäßig oder unregelmäßig sein. Ebenso ist die Ausbildung der Mittelrinne starken Schwankungen unterworfen.

Familie Vaginulinidae REUSS, 1860
Gattung *Astacolus* DE MONTFORT, 1808

Astacolus primus (D'ORBIGNY, 1850)
Taf. 1, Fig. 8

1850 *Cristellaria prima* D'ORB. - D'ORBIGNY: 242, no. 266.

1985 *Astacolus primus* (D'ORBIGNY, 1850). - RIEGRAF: 118, Taf. 8, Fig. 2.

Bemerkungen: Das gestrecke Gehäuse besitzt eine oftmals gekielte Spira. Der Rücken des entrollten, 2-3-kammerigen Abschnitts ist scharfkantig und gekrümmt.

Astacolus varians (BORNEMANN, 1854)
Taf. 1, Fig. 9

1854 *Cristellaria varians* m. - BORNEMANN: 41, Taf. 4, Fig. 32-34.

1985 *Astacolus varians* (BORNEMANN, 1854). - RIEGRAF: 120-121, Taf. 8, Fig. 11 (cum syn.).

Bemerkungen: Die Spezies ist durch eine starke Variabilität gekennzeichnet. So kann der gebogene Rücken stumpf oder gekielt sein, während die Nähte glatt, leistenförmig erhöht, oder sogar leicht vertieft ausgebildet sein können.

Gattung *Lenticulina* LAMARCK, 1804

Lenticulina gottingensis (BORNEMANN, 1854)
Taf. 1, Fig. 10

1854 *Robulina gottingensis* m. - BORNEMANN: 43, Taf. 4, Fig. 40 a, b; 41 a, b.

1985 *Lenticulina gottingensis* (BORNEMANN, 1854). - RIEGRAF: 122, Taf. 8, Fig. 29-30 (cum syn.).

Bemerkungen: Die glatten, im Querschnitt bikonvexen Gehäuse weisen ein umgekehrt herzförmiges Mundfeld auf.

Gattung *Planularia* DEFRANCE, 1826

Planularia inaequistriata (TERQUEM, 1863)
Taf. 1, Fig. 11

1863 *Marginulina inaequistriata* TERQ. - TERQUEM: 191, Taf. 8, Fig. 15 a-f.

1985 *Lenticulina inaequistriata* (TERQUEM) mg *Planularia*. - RUGET: 143, Abb. 48, Taf. 10, Fig. 1, 3, 5, 8, Taf. 22, Fig. 1-4, 7, 11, Taf. 32, Fig. 12.

Bemerkungen: Das einzig nachweisbare Exemplar von *P. inaequistriata* weist zwar einen nur schlecht erhaltenen Spiralteil auf, ist jedoch aufgrund der unregelmäßigen Berippung zu dieser Spezies zu stellen.

Familie Polymorphinidae D'ORBIGNY, 1839
Unterfamilie Polymorphininae D'ORBIGNY, 1839
Gattung *Eoguttulina* CUSHMAN & OZAWA, 1930

Eoguttulina bilocularis (TERQUEM, 1864)
Taf. 1, Fig. 12

1864 *Polymorphina bilocularis* TERQ. - TERQUEM: 293, Taf. 11, Fig. 9-32.

1990 *Eoguttulina bilocularis* (TERQUEM) 1864. - BOUTAKIOUT: 153, Taf. 15, Fig 1.

Bemerkungen: Die Nähte der 2-kammerigen, länglich ovalen Gehäuse sind leicht eingetieft und somit auch im Auflicht sichtbar.

Unterfamilie Webbinellinae RHUMBLER, 1904
Gattung *Bullopora* QUENSTEDT, 1856

Bullopora tuberculata (SOLLAS, 1877)
Taf. 2, Fig. 16

1877 *Webbina tuberculata*. - SOLLAS: 104, Taf. 6, Fig. 4-9.

1977 *Bullopora tuberculata* (SOLLAS, 1877). - SEPTFONTAINE: 67-68, Taf. 1, Fig. 1-4.

Bemerkungen: Die bisher erst ab dem Dogger bekannte Art konnte erstmals im Lias nachgewiesen werden. Diese sessile Foraminifere ist durch ihre Bestachelung - im Querschnitt rautenförmige, zur Hälfte in die Schalenstruktur integrierte Skulpturelemente - charakterisiert.

2.2 VERBREITUNGSMUSTER EINZELNER GENERA

Die durch die Gattungen *Ammodiscus, Glomospira, Glomospirella* und *Ammobaculites* vertretenen Sandschaler dominieren in den Beckenablagerungen (Adneter Mergel, Scheibelbergkalk, Allgäuschichten), wo sie oftmals über 90 % der Gesamtfauna stellen. In der Rotkalkfazies verlieren sie an Bedeutung. Ihr Anteil beträgt hier unter 5 %.

Ein konträres Verteilungsmuster zeigen die Vertreter der Involutininae, welche mit Ausnahme der oben erwähnten Adneter Mergel das faunistische Bild der kalkalpinen Rotkalkfazies prägen. Die Gattungen *Coronipora* und *Semiinvoluta* sind auf den Basalen Hornsteinkalk und den Enzensfelder Kalk beschränkt. Hier können beide Genera bisweilen massenhaft - ebenso wie *Trocholina* und *Involutina* - auftreten. Die Variabilität der genannten Gattungen erreicht in diesen Gesteinen das absolute Maximum. Dies liegt vor allem daran, daß beide Schichtglieder noch zur rhätischen Flachwassersedimentation hin vermitteln, wie z. B. durch eingeschüttete Ooide belegt ist (vgl. EBLI 1993). Somit muß für diese Ablagerung ein im Gegensatz zum hangenden Adneter Kalk deutlich flacheres Ablagerungsmilieu angenommen werden. Hinweise auf erhöhte hydrodynamische Verhältnisse werden z. B. auch durch die globulären Gehäuse von *Involutina liassica* gegeben. Diese erinnern stark an die ebenfalls globuläre, rhätische Spezies *Aulotortus sinuosus*, welche besonders gut an die „höheren Turbulenzen der riffnahen Rückriffbereiche angepaßt" war (PILLER 1978: 95).

Auch im Adneter Kalk sind die Vertreter der Gattungen *Involutina* und *Trocholina* noch recht häufig und großwüchsig, während sie in den Beckenablagerungen stets kleinwüchsig sind und selten vorkommen. Gleiches gilt für die Genera *Ophthalmidium, Pseudonodosaria, Lenticulina, Astacolus, Planularia* und *Eoguttulina*.

Dagegen sind Vertreter der Gattung *Planiinvoluta* ein wichtiger, teilweise dominanter Bestandteil der Mikrofaunen der in Beckenposition abgelagerten Kendlbachschichten.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

BLAU, J. (1987 a): Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. Teil I: Die Foraminiferenfauna einer roten Spaltenfüllung in Oberrhätkalken. - Jb. Geol. B.-A., **129**: 494-523, 2 Abb., 7 Taf.; Wien.

BLAU, J. (1987 b): Neue Foraminiferen aus dem Lias der Lienzer Dolomiten. Teil II (Schluß): Foraminiferen (Involutinina, Spirillinina) aus der Lavanter Breccie (Lienzer Dolomiten) und den Nördlichen Kalkalpen. - Jb. Geol. B.-A., **130**: 5-23, 1 Abb., 5 Taf.; Wien.

BLAU, J. & HAAS, M. (1991): Lower Liassic involutinids (foraminifera) from the Transdanubian Central Range, Hungary. - Paläont. Z., **65**: 7-23, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

BOLTEN, R. (1965): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in den Chiemgauer Alpen: Spitzstein-Gebiet. - Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. München: 65 S., 11 Abb., 2 Beil.; München.

BORNEMANN, J. G. (1854): Über die Liasformation in der Umgegend von Göttingen und ihre organischen Einschlüsse. - Diss. Univ. Berlin, 77 S., 4 Taf.; Berlin.

BOUTAKIOUT, M. (1990): Les Foraminifères du Jurassique des Rides sud-rifaines et des régions voisines (Maroc). - Doc. Lab. Géol. Lyon, **112**: 247 S., 50 Abb., 15 Taf.; Lyon.

BRODIE, P. B. (1853): Remarks on the Lias of Fretherne, near Newham, and Purton near Sharpness; with an account of new foraminifera, discovered there. - Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 2, **12**, 272-276; London.

EBLI, O. (1993): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnitts der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547 B, offshore Marokko). - Diss. Univ. München, 471 S., 61 Abb., 7 Beil., 39 Taf.; München.

FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias / Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. - Int. Sed. Petrogr. Ser., **9**: 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf.; Leiden.

FRENTZEN, K. (1941): Die Foraminiferenfauna des Lias, Doggers, und unteren Malms der Umgegend von Blumberg (Oberes Wutachgebiet). - Beitr. naturkundl. Forsch. Oberrheingeb., **6**: 125-402, 5 Tab., 7 Taf.; Karlsruhe.

HO, Y. (1959): Triassic foraminifera from the Chialingkiang limestone of South Szechuan. - Acta Pal. Sinica, **7**: 387-418, 1 Abb., 8 Taf.; Peking.

KRISTAN, E. (1957): Ophthalmidiidae und Tetrataxinae (Foraminiferen) aus dem Rhät der Hohen Wand in Niederösterreich. - Jb. Geol. B.-A., **100**: 269-298, 4 Abb., 6 Taf.; Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1962): Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen aus Obertrias- und Liaskalken der voralpinen Fazies bei Wien. - Erdöl-Z., **78**: 228-233, 2 Taf.; Wien, Hamburg.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1964): Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. - Jb. Geol. B.-A., Sonderbd. **10**: 189 S., 6 Abb., 39 Taf.; Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1990): Rhät-Foraminiferen aus dem Kuta-Kalk des Gurumugl-Riffs in Zentral-Papua/Neuguinea. - Mitt. Österr. geol. Ges., **82**: 211-289, 15 Abb., 20 Taf.; Wien.

KRISTAN-TOLLMANN E., LOBITZER, H. & SOLTI, G. (1991): Mikropaläontologie und Geochemie der Kössener Schichten des Karbonatplattform-Becken-Komplexes Kammerköhralm-Steinplatte (Tirol/Salzburg). - In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Eds.), Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn: 155-191, 9 Tab., 2 Abb., 9 Taf.; Wien.

KÜBLER, J. & ZWINGLI, H. (1866): Mikroskopische Bilder aus der Urwelt der Schweiz. - Mikroskopische Mitt., **2**: Neujahrs. Bürgerbibl.; Winterthur.

KÜBLER, J. & ZWINGLI, H. (1870): Die Foraminiferen des Schweizer Jura. - 47 S., 179 Abb.; Winterthur.

LEISCHNER, W. (1961): Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **112**: 1-47, Taf. 1-14; Stuttgart.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1988): Foraminifera genera and their classification.- 970 S., 847 Taf.; New York (van Norstrand Reinhold).

OESTERLE, H. (1968): Foraminiferen der Typlokalität der Birmersdorfer Schichten, unterer Malm (Teilrevision der Arbeiten von J. KÜBLER & H. ZWINGLI 1866-1870 und H.R. HAEUSLER 1881-1893. - Eclogae geol. Helv., **61**: 695-792, 33 Abb.; Basel.

ORBIGNY, A. DE (1839): Foraminifères. - In: DE LA SAGRA, R.: Histoire physique, politique et naturelle de l'ile de Cuba: 224 S., 12 Taf.; Paris.

ORBIGNY, A. DE (1850): Prodrôme de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. - Paris.

PILLER, W. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. - Beitr. Paläont. Österreich, **5**: 118 S., 16 Abb., 23 Taf.; Wien.

RIEDL, G. (1985): Geologisch-Mikropaläontologische Bearbeitung des Mittelteils der Unkener Mulde. - Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. München, 90 S., 44 Abb., 4 Beil.; München.

RIEGRAF, W. (1985): Mikrofauna, Biostratigraphie und Fazies im Unteren Toarcium Südwestdeutschlands und Vergleiche mit benachbarten Gebieten. - Tübinger Mikropaläont. Mitt., **3**: 232 S., 33 Abb., 12 Taf.; Tübingen.

RIEGRAF, W. & LUTERBACHER, H. (1989): Oberjura-Foraminiferen aus dem Nord- und Südatlantik (Deep Sea Drilling Project Leg 1 bis 79). - Geol. Rundschau, **78**: 999-1045, 6 Abb., 9 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.

RUGET, C. (1985): Les Foraminifères du Lias de l'Europe Occidentale. - Doc. Lab. Geol. Lyon, **94**: 273 S., 48 Abb., 9 Tab., 48 Taf.; Lyon.

SAID, R. & BARAKAT, M. G. (1958): Jurassic microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. - Micropal., **4**: 231-272, 5 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; New York.

SEPTFONTAINE, M. (1977): *Bullopora tuberculata* (SOLLAS) et autre foraminifères fixées du Dogger des Préalps médians. Relations avec la microfacies. - Arch. Sci., **30**: 65-75, 1 Abb., 1 Taf.; Genf.

SOLLAS, W. J. (1877): On the perforate character of the genus *Webbina* with a notice of 2 new species, *W. laevis* and *W. tuberculata* from the Cambridge Greensand. - Geol. Mag., **4**: 102-105; Hertford.

TERQUEM, O. (1863): Troisième mémoire sur les foraminifères du Lias des Départements de la Moselle, de la Côte-d'Or, du Rhone, de la Vienne et du Calvados. - Mém. Acad. imp. Metz, **44**: 151-228, Taf. 7-10; Metz.

TERQUEM, O. (1864): Quatrième mémoire sur les foraminifères du Lias comprenant les Polymorphines des Départements de la Moselle, de la Côte-d'Or, et de l'Indre. - 86 S., (229-308), Taf. 11-14; Metz (Lovette).

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., 256 Abb., 3 Taf.; Wien.

WERNLI, R. (1971): *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER, 1961 (Foraminfère) dans l'Aalénien supérieur du Jura méridional (France). - Arch. Sci., **24**: 219-226, 3 Taf.; Genf.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	165–170	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Foraminiferen-Faunen des oberen Malm aus zwei Bohrungen der Südlichen Franken-Alb

Von

JOSEF TH. GROISS*)

Mit 2 Abbildungen

KURZFASSUNG

Aus zwei Bohrungen des oberen Malm der Südlichen Franken-Alb werden die Mikrofaunen aufgeführt. Dieser Abschnitt des Malm ist bislang noch nicht untersucht worden.

ABSTRACT

The foraminiferal faunas from two boreholes in the Upper Jurassic sediments of the Southern Franconian Alb are described here. The microfaunas of this stratigraphic unit were never studied in detail until now.

1. EINLEITUNG

Der Malm der Franken-Alb ist, was den Inhalt seiner Mikrofaunen betrifft, noch nicht vollständig bekannt. Beginnend bereits im letzten Jahrhundert wurden vor allem durch VON GÜMBEL (1862, 1871) und SCHWAGER (1865, 1866), später dann von PAALZOW (1917, 1932) Foraminiferenfaunen aus dem unteren Malm beschrieben. Eine intensivere Bearbeitung der oberjurassischen Faunen setzte dann etwa ab Mitte der Fünfziger Jahre dieses Jahrhunderts ein. Die Arbeiten von E. & I. SEIBOLD (1955, 1956, 1960), GROISS (1963, 1964, 1966 a, b, 1967 a, b, 1970), WINTER (1970) und MUNK (1980) beschäftigten sich vorwiegend mit Teilfaunen aus dem Oxford, dem Kimmeridge und Tithon. Größere Lücken sind noch im Tithon festzustellen. Hier wurden Bereiche des Untertithon (GROISS 1967 b) und des Mitteltithon (GROISS 1963, 1967 a; GROISS & WINTER 1967) bereits bekannt gemacht (vgl. hierzu GROISS 1984). Um die Lücke zu einem Teil zumindest zu schließen, soll hier nun eine Fauna aus dem unteren Untertithon, dem Malm Zeta 3 (Mörnsheimer Schichten), der *moernsheimensis*-Zone, vorgestellt werden. Diese Faunen konnten aus wissenschaftlichen Bohrungen gewonnen werden, welche abgeteuft wurden, um stratigraphische und tektonische Probleme dieses Gebietes zu klären.

Die Kernbohrungen von Möckenlohe (Abb. 1) wurden auf Veranlassung von Prof. Dr. B. VON FREYBERG im Rahmen der geologischen Neuaufnahme der Franken-Alb im Jahre 1961 niedergebracht. Die fazielle Gliederung dieser Bohrungen wurde von VON FREYBERG (1964) durchgeführt. Eine detailliertere wissenschaftliche Auswertung der Faunen konnte bisher aus verschiedenen Gründen jedoch nicht erfolgen. Für mikropaläontologische Untersuchungen haben sich nur die beiden Bohrungen Möckenlohe 1002 und 1005 geeignet. Die Proben aus Übertageaufschlüssen (Neuburg, Oberhartheim, Pietenfeld und Theißing) wurden im Rahmen von Kartierungen (VON FREYBERG 1964, GROISS 1963, PATZELT 1963) untersucht. Wenn bislang eine etwas genauere Bearbeitung dieser Faunen noch nicht durchgeführt werden konnte, so ist dies nun umso wichtiger, weil die Bohrungen ein Profil von etwa 30 m (Bohrung 1002) bzw. mehr als 100 m (Bohrung 1005) umfassen. In letzter Zeit wurden immer mehr Aufschlüsse durch Verfüllungen verschüttet und damit unzugänglich gemacht. Ein auch nur eini-

*) Prof. Dr. JOSEF TH. GROISS, Institut für Paläontologie, Universität, Loewenichstraße 28, D-91054 Erlangen

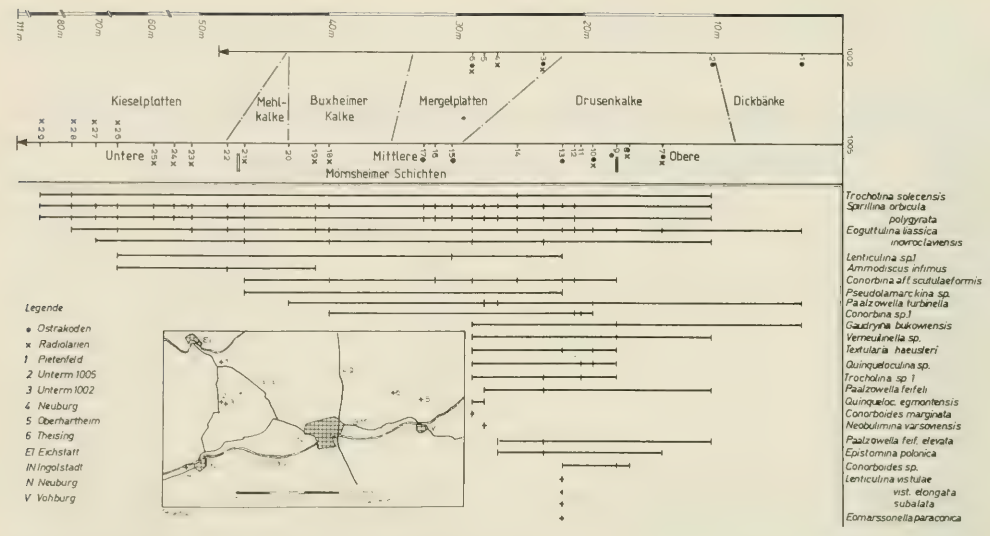


Abb. 1: Verteilung einiger Foraminiferenarten in den Bohrungen Untermöckenlohe 1002 und 1005. Die lithologische Unterteilung ist nach VON FREYBERG (1964). Die Zahlen in der Übersichtskarte geben die Fundorte der Proben an.

germaßen komplettes Profil der Mörnsheimer Schichten ist deswegen heute praktisch nicht mehr aufgeschlossen.

Die Position der Bohrungen: Untermöckenlohe Blatt Eichstätt 7133 im Maßstab 1: 25 000.

Bohrung 1002: R 44 45 145; H 54 08 500; Höhe über NN 400 m; Bohrteufe bis 56,81 m; Mikroproben bis 29,01 m; Proben Nr. P 1-6 aus folgenden Teufen: P 1 4,90; P 2 10,90; P 3 23,50; P 4 26,68; P 5 28,00; P 6 29,01.

Bohrung 1005: R 44 44 895; H 54 08 130; Höhe über NN 408 m; Bohrteufe bis 121,00 m: Mikroproben bis 111,48 m; Proben Nr. P 7-29 aus folgenden Teufen: P 7 16,53; P 8 16,60; P 9 17,39; P 10 19,29; P 11 20,21; P 12 20,85; P 13 22,02; P 14 25,26; P 15 30,38; P 16 31,92; P 17 32,48; P 18 40,04; P 19 41,36; P 20 46,69; P 21 47,77; P 22 53,63; P 23 58,70; P 24 60,53; P 25 68,14; P 26 70,72; P 27 77,88; P 28 88,99; P 29 111,48.

Bei der Untersuchung des Kernmaterials wurden alle Partien, welche aufbereitbar waren, herausgenommen und untersucht. Ein großer Teil des geschlämmten Materials enthielt jedoch keine Faunen. Dies ist der Grund, warum die Abstände zwischen den einzelnen Proben so unregelmäßig sind. Bei der in VON FREYBERG (1964) enthaltenen stratigraphischen Einstufung dieser beiden Bohrungen konnte auf faunistische Einzelheiten wie Artenspektrum und -verteilung nicht näher eingegangen werden. Die stratigraphische Zuordnung wurde nur aufgrund der Faunenzusammensetzung im Vergleich mit anderen bekannten Assoziationen durchgeführt.

Als Ergänzung zu den Bohrprofilen sind noch einige Proben aus Übertageaufschlüssen angeführt (Lage s. Abb. 1):

Oberhartheim bei Vohburg a. d. Donau (untere Mörnsheimer Schichten; Nr.P 37)

Theißing / Dolling bei Vohburg a. d. Donau (obere Mörnsheimer Schichten; Nr. P 38)

Stadtberg bei Pietenfeld (tiefere Mörnsheimer Schichten; Nr. 54)

Aufschluß 800 m westl. Neuburg/Donau (obere Mörnsheimer Schichten; P 68)

Alle Proben sind unter den vorgenannten Nummern in der Sammlung des Institutes für Paläontologie der Universität Erlangen-Nürnberg aufbewahrt.

2. FAUNA

Die systematische Zuordnung der nodosariiden Gattungen wurde hier nach LOEBLICH & TAPPAN (1964) und HAYNES (1981) durchgeführt. Die von LOEBLICH & TAPPAN (1988) eingeführte Systematik, vor allem die der nodosariiden Gattungen, ist in vielen Fällen sehr künstlich und kann oftmals nicht nachvollzogen werden. Bei der Zuordnung der einzelnen Taxa habe ich mich deshalb auf die ältere Arbeit von LOEBLICH & TAPPAN bezogen. Um die Proben untereinander vergleichen zu können, wurde das Auftreten der unterschiedlichen Arten für die einzelnen Fundstellen aufgelistet. Dabei bedeuten:

1 = P 37 (Oberhartheim)
2 = P 38 (Theißing)
3 = P 54 (Pietenfeld)
4 = P 68 (Neuburg)
5 = Bohrung Untermöckenlohe 1005
6 = Bohrung Untermöckenlohe 1002

Folgende Gattungen und Arten konnten insgesamt nachgewiesen werden:

Ammodiscus incertus (D'ORBIGNY)	1,2,5
Ammodiscus sp.	1
Textularia haeusleri haeusleri GROISS	1,5,6
Textularia sp.	1,5,6
Haplophragmium subaequale (MJATLIUK)	1,2
Ammobaculites agglutinans (D'ORBIGNY)	1
Ammobaculites laevigatus LOZO	1,2
Gaudryina bukowiensis CUSHMAN & GLAZEWS	5,6
Verneuilinoides sp.	5,6
Verneuilinella sp.	6
Eomarssonella paraconica LEVINA	1,5
Valvulina meentzeni KLINGLER	1
Quinqueloculina egmontensis LLOYD	6
Quinqueloculina sp.	2,5,6
Paalzowella turbinella (GÜMBEL)	5,6
Paalzowella feifeli feifeli (PAALZOW)	5,6
Paalzowella feifeli elevata (PAALZOW)	6
Eoguttulina inovroclaviensis (BIEL. & POZ.)	1,2,5,6
Eoguttulina liassica STRICKLAND	1,2,4,5,6
Eoguttulina metensis (TERQUEM)	1
Eoguttulina oolithica (TERQUEM)	3,5
Eoguttulina polygona (TERQUEM)	1,2,5
Paleopolymorphina sp. 1	4,6
Paleopolymorphina sp. 2	6
Ramulina sp.	6
Rectoglandulina vulgata (BORNEMANN)	6
Dentalina bicornis TERQUEM	1
Dentalina communis (D'ORBIGNY)	1
Dentalina dolioligera SCHWAGER	1
Dentalina sublinearis SCHWAGER	6
Dentalina sp.	2
Lenticulina brueckmanni (MJATLIUK)	5
Lenticulina hoplites (WISNIOWSKI)	5
Lenticulina aff. *inermis* (TERQUEM)	6
Lenticulina subalata (REUSS)	5
Lenticulina varians (BORNEMANN)	5
Lenticulina vistulae vistulae BIEL. & POZ.	5
Lenticulina vistulae elongata BIEL. & POZ.	5
Lenticulina sp. 1	1,5
Lenticulina sp. 2	1,3,6
Astacolus agalmatus LOEBLICH & TAPPAN	6
Astacolus primus (D'ORBIGNY)	1
Saracenaria cornucopiae (SCHWAGER)	6
Planularia beierana (GÜMBEL)	4
Planularia filosa (TERQUEM)	5
Planularia sp.	3
Planularia polypora (GÜMBEL)	5
Vaginulinopsis sp.	6
Marginulinopsis sp.	5
Vaginulina cf. *lepida* (SCHWAGER)	6
Vaginulina jurassica (GÜMBEL)	1,6
Vaginulina ?sagittiformis (TERQUEM)	6
Frondicularia lingulaeformis SCHWAGER	1,5
Frondicularia sp.	4
Marginulina apiculata REUSS	6
Marginulina brevis PAALZOW	1,6
Marginulina declivis (SCHWAGER)	6
Marginulina glabra D'ORBIGNY	6
Marginulina aff. *megalocephala* SCHWAGER	6
Lingulina franconica (GÜMBEL)	6
Marginulina ovalis SCHWAGER	1
Marginulina sp.	4
Neobulimina varsoviensis BIEL. & POZ.	3,6
Trocholina solecensis BIEL. & POZ.	1-6
Trocholina cf. *nodulosa* SEIBOLD & SEIBOLD	1,6
Trocholina sp. 1	1,2,5,6
Conicospirillina basiliensis MOHLER	1
Conicospirillina trochoides (BERTHELIN)	6
Spirillina infima (STRICKLAND)	5
Spirillina orbicula TERQUEM & BERTHELIN	1,3,5,6
Spirillina polygyrata GÜMBEL	1,3,5,6
Involutina sp. 1	6
Pseudolamarckina sp.	1,5
Epistomina polonica (BIEL. & POZ.)	1,5,6
Conorboides cf. *marginata* LLOYD	4,6
Conorboides paraspis (SCHWAGER)	5
Conorboides sp. 1	5
Conorbina aff. *scutulaeformis* SEIB. & SEIB.	1,3,5,6
Conorbina sp. 1	5

Insgesamt konnten 79 verschiedene Taxa unterschieden werden. Mehr als die Hälfte aller vorkommenden Arten, nämlich 50, gehören zur Familie der Nodosariidae. Im Vergleich mit anderen Faunen aus dem höheren Jura ist deren Anteil hier mit etwa 63 % gering (vgl. GROISS 1981), meist liegt der Prozentsatz der Nodosariiden bei 70 % oder noch höher (vgl. hierzu GROISS 1967 a). Überraschend hoch ist in den vorliegenden Profilen der Anteil an sandschaligen Taxa (12), vor allem aber der Prozentsatz der zu den Buliminiden, Robertiniden und Rotaliiden gehörenden Vertreter mit 17 unterscheidbaren Taxa oder 21 % für die jurassischen Faunen des süddeutschen Jura. Milioliden sind in den untersuchten Profilen nicht vertreten. Eine derartige Faunenverteilung wie in den vorliegenden Schichten ist im Malm sowohl für die liegenden (GROISS 1967 b, WINTER 1970, MUNK 1980) als auch für die hangenden Partien (GROISS 1964, 1967 a) ungewöhnlich. Die Ursachen dafür könnten in den besonderen ökologischen Verhältnissen zu suchen sein, unter denen diese Faunen gelebt haben: Ein sehr reich gegliederter Biotop zwischen Riffarealen (wie z. B. Laisacker, Graisbach) und mehr oder weniger flachen Bereichen mit Schichtfazies-Verhältnissen. Dazu kommt, daß die Verbindung zur Tethys, dem offenen Meer, offensichtlich in keiner Weise eingeschränkt war. Die Lebensbedingungen waren hier demnach sehr viel günstiger als in den mehr oder weniger abgeschlossenen Becken und Teilbecken, wie sie vor allem in den stratigraphisch tieferen Bereichen häufig anzutreffen sind. Der offenbar direkte Zugang zum äußeren Schelfbereich der Tethys ermöglichte einen intensiven Faunenaustausch. Darauf ist die relativ hohe Diversität dieser Foraminiferenassoziationen zurückzuführen. Etwas anders sind die Faunenvergesellschaftungen aus den sehr viel mergelreicheren Kalken von Oberhartheim und Theißing zusammengesetzt. Hier treten Sandschaler deutlich zugunsten von polymorphiniden Formen zurück.

Wie bei den Faunenvergesellschaftungen in den Neuburger Bankkalken (Mittel- bis Obertithon; vgl. GROISS 1963, 1967 a), so ist auch bereits bei den Populationen der Mörnsheimer Schichten festzustellen, daß relativ enge Beziehungen zu Vorkommen im Osten, Polen und Rußland zu beobachten sind. Während des tieferen Untertithon, zur Zeit der Solnhofener Schichten, sind solche Beziehungen nahezu bedeutungslos.

Offenbar verhinderten oder erschwerten während des oberen Kimmeridge und des tieferen Tithon die speziellen paläogeographischen Bedingungen (mehr oder weniger isolierte Ablagerungsräume) einen umfassenderen Faunenaustausch.

Die weitaus meisten der in den Mörnsheimer Schichten vorkommenden Taxa sind Durchläufer. Ein großer Teil von ihnen kommt bereits im unteren Jura vor und geht durch bis in das Tithon. Relativ wenige Formen sind bisher nur aus ähnlich alten Schichten gefunden worden:

Haplophragmium subaequale	Untere Wolga-Stufe/Rußland
Gaudryina bukowiensis	Bononien/Polen
Valvulina meentzeni	Kimmeridge/N-Deutschland
Eoguttulina inovroclaviensis	Bononien/Polen
Quinqueloculina egmontensis	Kimmeridgian/England
Lenticulina brueckmanni	Wolga-Stufe/Rußland
Lenticulina vistulae vistulae	Bononien/Polen
Lenticulina vistulae elongata	Bononien/Polen
Trocholina solecensis	Kimmeridge/Polen
Epistomina polonica	Bononien/Polen
Neobulimina varsoviensis	Kimmeridge/Polen

Interessant ist das erstmalige Auftreten von *Eomarssonella paraconica* LEVINA. Diese zuerst aus dem Oxford Sibiriens beschriebene Gattung und Art wurde meines Wissens aus unserem Gebiet noch nie nachgewiesen (vgl. unten).

Wenn man die Verteilung bzw. das Vorkommen der hier angeführten Arten vergleicht, kann man feststellen, daß, abgesehen von einer im gesamten Profil auftretenden Form (*Eoguttulina inovroclaviensis*), die restlichen auf die höheren Partien der untersuchten Profile beschränkt sind. Die in GROISS (1981) angeführte Methode der Trennung von Solnhofener und Mörnsheimer Schichten mit Hilfe variationsstatistischer Parameter läßt sich mit den vorliegenden Faunen leider nicht durchführen: Die damals ausgewerteten Arten *Paalzowella feifeli* und *Trocholina conica* sind hier nur jeweils mit einigen wenigen Individuen vertreten. Die Arten *Paleopolymorphina* sp. 1, *Conorboides* sp. 1, *Conorbina* sp. 1, *Pseudolamarckina* sp. 1, *Lenticulina* sp. 1 und *Trocholina* sp. 1 treten hier erstmals auf.

Es ist festzustellen, daß diese Formen auch in jüngeren Schichten, z. B. in den etwas mergeligeren Gansheimer Zwischenkalken (Malm Zeta 4) anzutreffen sind. Im Bereich der Rennertshofener Schichten (Malm Zeta 5) konnten diese Faunenelemente bislang nur sehr sporadisch nachgewiesen werden. In den höchsten Malmschichten, den Neuburger Bankkalken, konnten diese Arten dagegen nicht mehr gefunden werden. Sie scheinen demnach in unserem Gebiet nur vom unteren bis in das obere Mitteltithon verbreitet zu sein. Möglicherweise ist dieses Fehlen bisher auch nur auf eine Fundlücke zurückzuführen. Eine genaue artliche Fixierung war bislang noch nicht möglich, da die zur Verfügung stehenden Individuenzahlen der einzelnen Taxa für statistische Auswertungen nicht ausreichen (vgl. unten).

An weiteren mikropaläontologischen Objekten kommen vor: Radiolarien, Ostrakoden, Schwammrhaxen und andere Reste von Metazoa wie Muschelprismen, Fischzähnchen etc. Die Radiolarien treten anscheinend mehr oder weniger gleichmäßig über das gesamte Profil verteilt auf. Es sind jedoch immer nur wenige Exemplare anzutreffen und es scheint, daß ihr Vorkommen außerordentlich stark von der faziellen Beschaffenheit des Gesteins abhängig ist: Sie kommen immer nur dann vor, wenn Verkieselungen auftreten. Das ist im höheren Abschnitt die Fazies der Drusenkalke und, verstärkt im tieferen Bereich, das Vorkommen der Kieselplatten. In den Sedimenten von Oberhartheim und Theißing kommen Radiolarien nicht vor.

Die Ostrakoden sind auf die oberen Bereiche der Profile beschränkt. In den mittleren und unteren Schichten fehlen sie vollkommen. Eine genauere Bestimmung wurde nicht durchgeführt. Von den einzelnen Arten kommen immer nur wenige Individuen vor, so daß eine artliche Zuordnung sich als sehr schwierig erwiesen hätte.

3. STRATIGRAPHISCHE ZUORDNUNG

Eine stratigraphische Zuordnung der abgebohrten Schichten und der Faunen aus Übertageaufschlüssen zu dem höheren Teil des Oberjura ist nach Kenntnis der in ihnen enthaltenen Foraminiferenarten und deren evolutiver Ausgestaltung relativ eindeutig. Im Vergleich mit den tieferen Schichtgliedern des Kimmeridge oder des Oxford fehlen hier so typische Elemente wie wenig ornamentierte Arten (z. B. *Planularia beierana*) von nodosariiden Gattungen, oder, ganz besonders auffallend ist das völlige Fehlen der ophthalmidiiden Typen. Die stratigraphisch höheren Bereiche zeichnen sich durch das Vorkommen von charakteristischen blattförmigen Frondicularien, vor allem aber durch das häufige Auftreten von polymorphiniden Gattungen wie *Paleopolymorphina*, *Globulina* und *Enantiomorphina* aus. Von diesen ist in den Mörnsheimer Schichten erstmals *Paleopolymorphina* (vgl. unten) nachzuweisen.

Eine Einstufung in den Bereich über die Solnhofener Schichten (unteres Untertithon) ist nicht nur aus geologisch-morphologischen, sondern auch aus biostratigraphischen Gründen geboten. Die überwiegende Zahl der in der Faunenliste (vgl. S. 167) aufgeführten Arten aus dem Bereich des Mitteltithon kommt in den Solnhofener Schichten noch nicht vor und ist erstmals aus den Mörnsheimer Schichten nachzuweisen. Für eine höhere Einstufung als Malm Zeta 3 ist der Bereich der Neuburger Bankkalke (Ober- und Mitteltithon; Zeta 6) und auch das obere Untertithon, die Rennertshofener Schichten (Malm Zeta 5), auszuschließen. Die Faunenzusammensetzungen sind dort deutlich anders (vgl. oben). Die Schichten des mittleren Untertithon (Malm Zeta 4) sind, was die Zusammensetzung ihrer Mikrofaunen anbetrifft, noch zu wenig bekannt, als daß darüber genauere Aussagen gemacht werden könnten. Aus geologischen Gründen ist jedoch eine Zuordnung in diesen stratigraphischen Bereich nicht möglich.

Die Unterteilung der Bohrungen ist in Abb. 1 dargestellt; sie beruht auf der Einstufung VON FREYBERG's (1964). Die Mächtigkeiten der einzelnen Abschnitte variieren auf kurze Distanz deutlich. Dies hängt aber eindeutig mit dem sehr intensiv gestalteten Paläorelief des Untergrundes zusammen.

4. BESCHREIBUNG VON ARTEN

Einige wenige der hier im oberen Jura erstmals auftretenden Arten sollen kurz vorgestellt werden. Wie bereits erwähnt ist eine artliche Fassung einiger Formen noch nicht möglich, weil zu wenig Material vorhanden ist.

Eomarssonella paraconica LEVINA, 1972
Abb. 2, Fig. 6-8

* 1972 *Eomarssonella paraconica* LEVINA gen. et sp. n. - LEVINA: 102, Taf. 32, Fig. 1-11.

Vorkommen: Untere Mörnsheimer Schichten (Oberhartheim) bis obere Mörnsheimer Schichten (Untermöckenlohe 1005, P 13).

Das Gehäuse ist mehr oder weniger breit-kegelförmig. Die Anfangskammern (3-4) sind eindeutig trochospiral aufgewunden. Die nächsten Windungen sind offensichtlich in einer Ebene angelegt. Pro Windung kommen etwa vier Kammern vor. In der letzten Windung sind nur noch drei Kammern zu beobachten. Die einzelnen Kammern sind kugelig aufgeblasen. Die Mündung befindet sich in einem eingesenkten Feld. Sie ist als deutliche, fast dreieckige Öffnung am Berührungspunkt der letzten drei Kammern gelegen.

Die Meßwerte für die Länge liegen zwischen 0,28 und 0,35 mm. Die von LEVINA (S. 102) angegebenen Maße sind deutlich größer als unsere Formen: Länge schwankt zwischen 0,46 und 0,51 mm.

Bemerkungen: In den Schichten des Franken-Jura konnte diese Form bisher erstmals nachgewiesen werden. Im Gegensatz zu den Vorkommen in Rußland, wo sie im Unter- und Mitteloxford auftritt, kommt sie bei uns erst im Tithon vor.

Abb. 2:

Fig. 1, 2: *Paleopolymorphina* sp. 1; Mittlere Mörnsheimer Schichten; Bohrung Untermöckenlohe 1002, 23,20-23,50 m; Slg. Nr. P. 3/1

Fig. 3, 4: *Eoguttulina inovroclaviensis* (BIEL. & POZ.); 800 m westlich Neuburg/Donau; Obere Mörnsheimer Schichten; Slg. Nr. P. 68/1.

Fig. 5: *Paleopolymorphina* sp. 2; Bohrung Untermöckenlohe 1002, 23,20-23,50 m; Mittlere Mörnsheimer Schichten; Slg. Nr. P. 3/2.

Fig. 6, 7, 8: *Eomarssonella paraconica* LEVINA; Untere Mörsnheimer Schichten; Oberhartheim b.Vohburg/D; Slg. Nr. P. 37/1.

Paleopolymorphina sp. 1
Abb. 2, Fig. 1-2

Vorkommen: Mittlere Mörnsheimer Schichten; Untermöckenlohe 1002, P 3.

Die Gattung *Paleopolymorphina* wurde von CUSHMAN & OZAWA (1930: 112) aufgestellt. Die Gattungsdiagnose lautet: „Test with the early chambers spiral, later ones becoming biserial." Die vorliegende Form von *Paleopolymorphina* sp. 1 ist lang, spindelförmig. Im Anfangsteil sind die ersten drei Kammern sicher trochospiral angeordnet. Die folgenden Kammern sind sehr deutlich biserial. Die äußere Form dieser gegenständigen Kammern ist trapezförmig.

Maße: Länge 0,7 mm; Dicke 0,2 mm.

Paleopolymorphina sp. 2
Abb. 2, Fig. 5

Vorkommen: Mittlere Mörnsheimer Schichten (Untermöckenlohe 1002, P 3) und obere Mörnsheimer Schichten, westlich Neuburg (P 68).

Der Gattungsdiagnose nach handelt es sich hier ebenfalls um eine *Paleopolymorphina*. Wie an der auf Abb. 2, Fig. 5 dargestellten Form ist deutlich zu erkennen, daß sie im jüngeren Abschnitt biserial aufgebaut ist. Allerdings besitzt dieser Typus wesentlich weniger Kammern als der als *Paleopolymorphina* sp. 1 ausgeschiedene Typus. Am ehesten ist sie zu vergleichen mit der von CUSHMAN & OZAWA abgebildeten *Paleopolymorphina gaultina* (BERTHELIN) aus der Unterkreide Frankreichs und Englands.

Maße: Länge 0,35 mm; Breite 0,23 mm.

Eoguttulina inovroclaviensis (BIELECKA & POZARYSKI, 1954)
Abb. 2, Fig. 3-4

* 1954 *Sigmomorphina inovroclaviensis* n. sp. - BIELECKA & POZARYSKI: 192, Taf. 9, Fig. 47.

1962 *Eoguttulina inovroclaviensis* (Bielecka & Pozaryski). - Lloyd: 372, Taf. 1, Fig. 7; Abb. 4.

1972 *Eoguttulina* ex gr. *inovroclaviensis* (Bielecka & Pozaryski). - Dain et al.: 144, Taf. 45, Fig. 3, 4.

Vorkommen: Mörnsheimer Schichten.

Die vorliegenden Gehäuse sind sehr gut mit den von Lloyd (1962) und Dain et al. (1972) beschriebenen und abgebildeten Formen zu vergleichen.

Maße: Länge 0,36 mm; Breite 0,24 mm.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Bielecka, W. & Pozaryski, W. (1954): Micropalaeontological stratigraphy of the Upper Malm in Central Poland. - Inst. Geol., Prace, **12**: 139-201, 12 Taf.; Warszawa.

Dain, L. G. et al. (1972) (Hrsg.): Foraminiferen oberjurassischer Ablagerungen aus Sibirien (russisch). - VNIGRI, **317**: 272 S., 56 Taf.; Leningrad.

Freyberg, B. von (1964): Geologie des Weißen Jura zwischen Eichstätt und Neuburg/Donau (Südliche Frankenalb). - Erlanger geol. Abh., **54**: 97 S.; Erlangen.

Groiss, J. Th. (1963): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Juragebiet westlich von Neuburg an der Donau. - Erlanger geol. Abh., **48**: 53 S., 11 Abb., 3 Taf.; Erlangen.

Groiss, J. Th. (1964): Echinodermenreste in Schlämmproben aus dem Weißen Jura der Franken-Alb. - Geol. Bl. NO-Bayern, **14**: 45 bis 53, 3 Abb.; Erlangen.

Groiss, J. Th. (1966 a): Eine Foraminiferen-Fauna aus Ätzrückständen von Massenkalken des Süddeutschen Ober-Malm. - Geol. Bl. NO- Bayern, **16**: 39-49, 1 Abb.; Erlangen.

Groiss, J. Th. (1966 b): Das Problem der Malm Alpha/Beta-Grenze in mikropaläontologischer Sicht. - Erlanger geol. Abh., **62**: 92-104, 6 Abb.; Erlangen.

Groiss, J. Th. (1967a): Foraminiferen-Faunen aus den Neuburger Bankkalken (Mittel-Tithon). - Erlanger geol. Abh., **66**: 1-74, 6 Abb., 4 Taf.; Erlangen.

Groiss, J. Th. (1967b): Mikropaläontologische Untersuchungen der Solnhofener Schichten im Gebiet um Eichstätt (Südliche Frankenalb). - Erlanger geol. Abh., **66**: 75-93, 3 Abb., 1 Taf.; Erlangen.

Groiss, J. Th. (1970): Feinstratigraphische, ökologische und zoogeographische Untersuchungen der Foraminiferen-Faunen im Oxford der Franken-Alb. - Erlanger geol. Abh., **81**: 83 S., 9 Abb.; Erlangen.

Groiss, J. Th. (1971): Beziehungen der Foraminiferen-Faunen im Ober-Jura Süddeutschlands zum mediterranen und „borealen“ Bereich. - Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **54**: 241-244; Budapest.

Groiss, J. Th. (1976): Relations between the Upper Jurassic Foraminiferal Faunas of Western and Eastern Europe. - 1. Intern. Symp. Benth. Foram., Maritime Sed., Spec. Publ., **1**: 649 bis 652, 1 Abb.; Halifax.

Groiss, J. Th. (1981): Exkursion in das Unter-Tithon (Solnhofener Schichten) im Gebiet um Eichstätt-Solnhofen. - Exkurs.-Führ. 17. Europ. Mikropal. Koll. München, 13 S., 4 Abb.; München.

Groiss, J. Th. (1984): Micropaleontological investigation of the Franconian Jurassic. - Intern. Symp. Jurassic Stratigr. 1984, Symp. Bd. **3**: 661-672, 3 Abb.; Kopenhagen.

Groiss, J. Th. & Winter, B. (1967): Das Vorkommen von *Pseudocyclammina* und *Lituola* (Foram.) in den Neuburger Bankkalken (Mittel-Tithon). - Geol. Bl. NO-Bayern, **17**: 109-127, 6 Abb., 2 Taf.; Erlangen.

Gümbel, C. W. von (1862): Die Streitberger Schwammlager und ihre Foraminiferen-Einschlüsse. - Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württbg., **18**: 192-238; Stuttgart.

Gümbel, C. W. von (1871): Die geognostischen Verhältnisse des Ulmer Cementmergels, seine Beziehungen zu dem lithographischen Schiefer und seiner Foraminiferenfauna. - Sitzber. kgl. Akad. Wiss., Mathem. phys. Cl., **I**: 38-72, 1 Taf.; München.

Lloyd, A. J. (1962): Polymorphid, miliolid and rotaliform foraminifera from the type Kimmeridgian. - Micropaleontology, **8**: 369-383, 2 Taf.; New York.

Loeblich, A. R. & Tappan, H. (1964): *Sarcodina* (chiefly „Thecamoebians“ and Foraminiferida). - In: Moore, R. C.: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C Protista 2, 900 S.; Lawrence.

Loeblich, A. R. & Tappan, H. (1988): Foraminiferal Genera and their Classification. - 970 S.; New York (Van Nostrand Reinhold Comp.).

Munk, Ch. (1980): Foraminiferen aus dem unteren Kimmeridge (Platynota-Schichten) der Nördlichen und Mittleren Frankenalb. - Facies, **2**: 149-218, 13 Abb., 5 Taf.; Erlangen.

Paalzow, R. (1917): Beiträge zur Kenntnis der Foraminiferenfauna der Schwammergel des Unteren Weißen Jura in Süddeutschland. - Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg, **19**: 1-48, 7 Taf.; Nürnberg.

Paalzow, R. (1932): Die Foraminiferen aus den Transversarius-Schichten und Impressa-Tonen der nordöstlichen Schwäbischen Alb. - Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württembg., **88**: 81-142, 8 Taf.; Stuttgart.

Patzelt, W. L. (1963): Verbreitung, Gliederung und Lagerung des Malm auf den Kartenblättern Kösching und Vohburg (Südliche Frankenalb). - Erlanger geol. Abh., **50**: 12 S., 7 Abb., 1 geol. Karte; Erlangen.

Schwager, C. (1865): Beitrag zur Kenntniss der mikroskopischen Fauna jurassischer Schichten. - Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württbg., **21**: 82-151, 6 Taf.; Stuttgart.

Schwager, C. (1866): Über die Zone des *Ammonites transversarius* (Die fossilen Arten der Zone des *Ammonites transversarius*). - Geogn. Paläont. Beitr., **1**: 654-668; München.

Seibold, E. & Seibold, I. (1955): Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. W. Gümbels (1862) aus den Streitberger Schwamm-Mergeln (Oberfranken, Unterer Malm). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **101**: 91-134, 2 Taf.; Stuttgart.

Seibold, E. & Seibold, I. (1956): Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. Schwagers (1865) aus den Impressaschichten (Unterer Malm) Süddeutschlands. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **103**: 91 bis 154, 6 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

Seibold, E. & Seibold, I. (1960): Foraminiferen der Bank- und Schwamm-Fazies im unteren Malm Süddeutschlands. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **109**: 309-438, 22 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

Winter, B. (1970): Foraminiferenfaunen des Unter-Kimmeridge (Mittlerer Malm) in Franken. - Erlanger geol. Abh., **79**: 35 Abb.; Erlangen.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	171–178	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Bestimmungstabelle für einige inkrustierende Foraminiferen aus den Unterordnungen Textulariina und Rotaliina

Von

UTE SCHMIDT & ROLF JÄGER*)

Mit 10 Abbildungen und 5 Tabellen

KURZFASSUNG

Für die Foraminiferengattungen *Acruliammina* LOEBLICH & TAPPAN, *Adhaerentia* PLUMMER, *Axicolumella* HERCOGOVA, *Bdelloidina* CARTER, *Haddonia* CHAPMAN, *Labyrinthidoma* ADAMS et al., *Lapillincola* WILSON, *Placopsilina* D'ORBIGNY, *Subbdelloidina* FRENTZEN, *Manorella* GRICE und *Rectocibicides* CUSHMAN & PONTON wird erstmals eine Bestimmungstabelle vorgestellt.

ABSTRACT

For the first time a tabulation is given, to simplify the identification of the foraminifera *Acruliammina* LOEBLICH & TAPPAN, *Adhaerentia* PLUMMER, *Axicolumella* HERCOGOVA, *Bdelloidina* CARTER, *Haddonia* CHAPMAN, *Labyrinthidoma* ADAMS et al., *Lapillincola* WILSON, *Placopsilina* D'ORBIGNY, *Subbdelloidina* FRENTZEN, *Manorella* GRICE, and *Rectocibicides* CUSHMAN & PONTON.

1. EINLEITUNG

Fest auf dem Substrat aufwachsende Foraminiferen sind häufiger Bestandteil mariner benthonischer Faunengemeinschaften des Meso- und Känozoikums. Aufgrund der für inkrustierende Organismen typischen Variabilität der Wuchsform einerseits und Wissenslücken über den Schalenaufbau der einzelnen Taxa andererseits ist eine Bestimmung meist mit erheblichem Aufwand verbunden. Im folgenden wird erstmals eine Tabelle vorgestellt, die die Merkmale einiger Taxa der Textulariina und Rotaliina vergleichend darstellt und eine Bestimmung dieser Formen erleichtern soll.

Bei den besprochenen Foraminiferen handelt es sich um meist große (bis 22 mm, *Haddonia heissigi* HAGN, 1968), inkrustierende Sandschaler aus dem euhalinen Flachwasser (FRIEG & KAEVER 1976), tieferen Flachmeer (KAEVER 1974) und Riffbereich (HAGN 1968). Ihre stratigraphische Verbreitung reicht vom Jura bis rezent. Als Substrat nutzen diese inkrustierenden Foraminiferen häufig Algenonkoide (RIEGRAF 1987) und die Schalen von Austern und anderen Mollusken (HERCOGOVA 1988). Des weiteren ist ihr Vorkommen in Bohrgängen, auf Hartgründen, Phosphatknollen sowie auf Intraklasten beschrieben (WILSON 1986). Als Sonderfall kann man das Vorkommen von *Subbdelloidina haeusleri* FRENTZEN, 1944 im Inneren von Schwämmen ansehen (RIEGRAF 1987).

Eine von WEIDICH (unpubl.) erstellte Tabelle (Tab. I), die bisher im Studentenpraktikum als Bestimmungshilfe inkrustierender textulariider Foraminiferen herangezogen wurde, faßt folgende Gattungen zusammen:

*) Dipl.-Biol. UTE SCHMIDT, Dipl.-Geol. ROLF JÄGER, Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, D-80333 München.

Placopsilina d'Orbigny, 1850
Acruliammina Loeblich & Tappan, 1946
Bdelloidina Carter, 1877
Haddonia Chapman, 1898.

Im folgenden wird diese Tabelle erweitert um die Gattungen (vgl. Tab. II, III):

Subbdelloidina Frentzen, 1944
Adhaerentia Plummer, 1938
Lapillincola Wilson, 1986
Axicolumella Hercogova, 1988
Labyrinthidoma Adams et al., 1973.

Darüber hinaus werden in Tabelle IV die Kennzeichen der Gattungen *Rectocibicides* Cushman & Ponton, 1932 und *Manorella* Grice, 1948 aufgelistet, deren Wandstruktur früher als agglutiniert, heute aber allgemein als kalzitisch betrachtet wird. Die beiden Gattungen gehören somit der Unterordnung Rotaliina an.

MATERIAL UND METHODE

Die Zusammenstellungen beruhen auf Literaturrecherchen. Die Abbildungen entstammen den Originalarbeiten, wurden mit einem HP-Scanjet IIc eingelesen und digital weiterverarbeitet. Diese Art der Bildverarbeitung bietet die Möglichkeit, die Originalabbildungen von z. T. schlechter Qualität bezüglich Bildhelligkeit, Kontrast und Größe zu optimieren. Mit Ausnahme der nach Weidich zitierten Tab. I sind die Tabellen zur allgemeinen Verständlichkeit in englischer Sprache verfaßt worden.

DANK

Von Herrn Prof. Dr. K. F. Weidich † stammt die Anregung zu dieser Arbeit. Er stellte uns zu diesem Zweck auch seine noch nicht veröffentlichte Tabelle zur Bestimmung einiger inkrustierender, textulariider Foraminiferen zur Verfügung. Ihm gilt unser besonderer Dank. Wir danken Herrn Dr. J. Henkel von der AG Geowissenschaftliche Fernerkundung (LMU München) für die Unterstützung bei der Arbeit mit dem Scanner und Herrn Dr. W. Werner für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

2. BESCHREIBUNG DER FAMILIEN UND GATTUNGEN

2.1 FAMILIE PLACOPSILINIDAE Rhumbler, 1913

Gattungen: *Acruliammina* Loeblich & Tappan, *Adhaerentia* Plummer, *Lapillincola* Wilson, *Placopsilina* d'Orbigny, *Subbdelloidina* Frentzen

Die von Rhumbler (1913) aufgestellte Subfamilie Placopsilininae wurde 1927 von Cushman zur Familie aufgewertet (Cushman 1927: 41). Als Kennzeichen werden genannt:

„Gehäuse festsitzend, im frühen Stadium aufgerollt, bogenförmig oder biserial, später entrollt; Wand agglutiniert und solide; Mündung terminal, einfach oder multipel."

Im Rahmen seiner Arbeit über „*Placopsilina*" *cenomana* d'Orbigny aus Frankreich und England erkannte Hodgkinson (1992), daß Cushman (1920) fälschlicherweise *P. cenomana* als Typusart beschrieben hatte. Nach Hodgkinson ist *P. scorpionis* als Monotyp noch vor *P. cenomana* belegt, jedoch hat d'Orbigny seinen Beschreibungen keinerlei Abbildungen hinzugefügt. D'Orbigny beschrieb bzw. untersuchte den Wandbau seiner *P. scorpionis* nicht, außerdem sind bis heute weder das Belegmaterial noch Topotypen dieser Art aufzufinden. Hodgkinson folgert richtig, daß bei bisher bekannten und neuen *Placopsilina*-Arten der Gattungsname in Anführungszeichen („*Placopsilina*") gesetzt werden sollte, solange die Wandstruktur der Typusart nicht untersucht werden kann.

Nach Loeblich & Tappan (1988) sind der Familie Placopsilinidae zwei Unterfamilien zugeordnet: Placopsilininae Rhumbler, 1913 [Unterer Jura - Holozän] und Adhaerentiinae Loeblich & Tappan, 1986 [Unteres Paleozän (Dan)]. Der wesentliche Unterschied zwischen diesen beiden Unterfamilien besteht darin, daß der Initialteil der Placopsilininae möglicherweise, derjenige der Adhaerentiinae jedoch niemals spiralig aufgerollt ist.

Derzeit wird den Adhaerentiinae nur die eine Gattung *Adhaerentia* Plummer, 1938 zugeordnet. Die Unterfamilie Placopsilininae umfaßt die Gattungen (vgl. Tab. I, III; Abb. 1, 2, 6):

Acruliammina Loeblich & Tappan, 1946
Ammocibicides Earland, 1934
Ammocibicidoides Saidova, 1975
Placopsilina d'Orbigny, 1850
Subbdelloidina Frentzen, 1944.

Die Gattung *Lapillincola* Wilson, 1986 ist aufgrund des aufgewundenen Initialteils, der einfachen Wandstruktur und der Mündung hier dieser Familie zugeordnet worden.

Gattung / Merkmal	*Placopsilina* D'ORBIGNY., 1850	*Acruliammina* LOEBLICH & TAPPAN, 1946	*Bdelloidina* CARTER, 1877	*Haddonia* CHAPMAN, 1898
Initialteil	planspiral	unregelmäßig oder eng eingerollt, trochospiral	eingerollt, trochospiral in der A-Form; bei der B-Form unbekannt	eingerollt
Adultteil	entrollt, rectilinear	entrollt, irregulär, langer Uniserialteil	entrollt, uniserial oder verzweigt	irregulär, uniserial oder verzweigt
Wand und Septen	agglutiniert, solide, nicht labyrinthisch	agglut., solid, 3-lagig canaliculat, nicht labyrinthisch, (im spätontogenet. Stadium Tendenz zu canaliculat-alveolarem Wandbau)	agglutiniert, 3-lagig canaliculat-alveolarer Wandbau; Sekundärsepten vertikal die Kammern teilend	agglut., meist grob, mit "smooth finish" canaliculat, "inner organic lining"
Mündung	terminal, rund einfach,evtl. schwache Lippe	terminal, einfacher Schlitz beim Initialteil, später cribrös	im trochospiralen Anfangsteil interiomarginal, später terminal, cribrös	terminal gebogen, schlitzförmig, (? mit Zahn)
Stratigr. Verbreitung	Dogger-rezent	Kreide	Kreide (Apt) - rezent	Oberkreide, Eozän - rezent

Tabelle I: Bestimmungstabelle für textulariide inkrustierende Foraminiferen. Nach WEIDICH (unpubliziert).

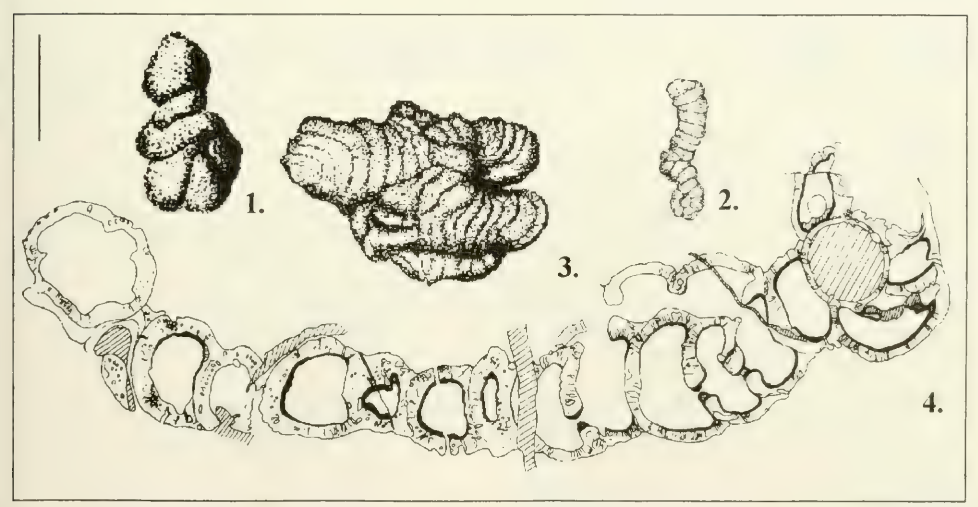


Abb. 1-4: 1. *Placopsilina cenomana* D'ORBIGNY, 1850; 2. *Acruliammina neocomiana* BARTENSTEIN, 1962 (Holotyp); 3. *Bdelloidina aggregata* CARTER var. *bradii* ELIAS, 1950; 4. *Haddonia heissigi* HAGN, 1968 (Holotyp, Dünnschliff); Balkenlänge 2 mm.

2.2 FAMILIE COSCINOPHRAGMATIDAE THALMANN, 1951

Gattungen: *Bdelloidina* CARTER, 1877 und *Axicolumella* HERCOGOVA, 1988.

Die Gattungen *Bdelloidina* und *Axicolumella* stehen beide innerhalb der Familie der Coscinophragmatidae, die neben den Haddoniidae SAIDOVA die zweite Familie der Überfamilie Coscinophragmatacea THALMANN, 1951 ist. Kennzeichen der Coscinophragmatacea sind:

Ein festsitzendes Gehäuse, im Anfangsteil möglicherweise aufgerollt, später entrollt oder verzweigt; die agglutinierte Wand ist von großen Poren durchbrochen. Die Poren sind innerhalb der Familie Coscinophragmatidae alveolar ausgebildet (Tab. I; Abb. 3).

genera / feature	*Adhaerentia* PLUMMER, 1938	*Labyrinthidoma* ADAMS et al, 1973	*Axicolumella* HERCOGOVA, 1988
initial part	hemiglobular pl attached to host, e. g.: *Cibicides*, *Lenticulina*	mega: initial coil strepto-spirally micro: trochospir. or biserial prior to becomming streptospir.	uniserial, base attached by 1 or > 1 chambers
adult part	free, 4-5 chambers biserial then loosely biserial finally uniserial (host forms a "keel") chambers of labyrinthic structure	free, uncoiled most chambers labyrinthic	uniserial, free, cylindrical rarely bifurcating; (num. chambers broader than heigh, distinct, almost constant shape and size)
wall and septa	wall thick, coarsly agglutinated not labyrinthic, constructed of small foram. tests, fish bones grains of glauconite or shell fragments	thick finely agglutinated chalk grains, shell debris, microfossils; no distinct epi-/hypodermis canaliculate, non-labyrinthic	arenaceous, quartz grains, calc. cement, alveolar pores 3 layers: exo-, meso-, endostratum exo.: + qg; - cc; tubules meso: + small qg; +cc; tub. endo: thin homogenous microcrystalline calcite
aperture	early: simple, at the apex; later: irregular in outline, terminal; very late: multiple	cribate slightly convex apertural face	6-14 openings cicularly spaced, often with 1-2 openings in the centre
occurrence	Lower Eocene Midway Group USA, Texas Alabama, Mississippi	Upper Cretaceous of England Santon-Lower Campan of NW-Germany	Lower Turonian of the Bohemian Massif

Tab. II: Bestimmungsmerkmale der agglutinierenden inkrustierenden Foraminiferen *Adhaerentia*, *Labyrinthiodoma* und *Axicolumella*. cc: calcitic cement; mega: megalospheric form; micro: micospheric form; pl: proloculus; qg: quartz grains; tub: tubules.

genera / feature	*Subbdelloidina* FRENTZEN, 1944	*Lapillincola* WILSON, 1986
initial part	free, bulbous proloculus, not coiled	attached; initial coil with shallow, nearly absent sutures
adult part	attached, uniserial, or pseudomulti-serial, rectilinear, arcuate or irregular series of chambers	attached, uniserial, chambers rectangular to arcuate parallel septa
wall and septa	finely agglutinated, thick	agglutinated, simple internal structure
aperture	multiple, small, rounded or ovate;	row of pores occur extending along the length of the apertural; face; each apertural pore is surrounded by a slight lip
occurrence	Lower Jurassic (Upper-Lias) to Upper Jurassic	Lower Cretaceous (Aptian) of south central England

Tab. III: Bestimmungsmerkmale der agglutinierenden inkrustierenden Foraminiferen *Subbdelloidina* und *Lapillincola*.

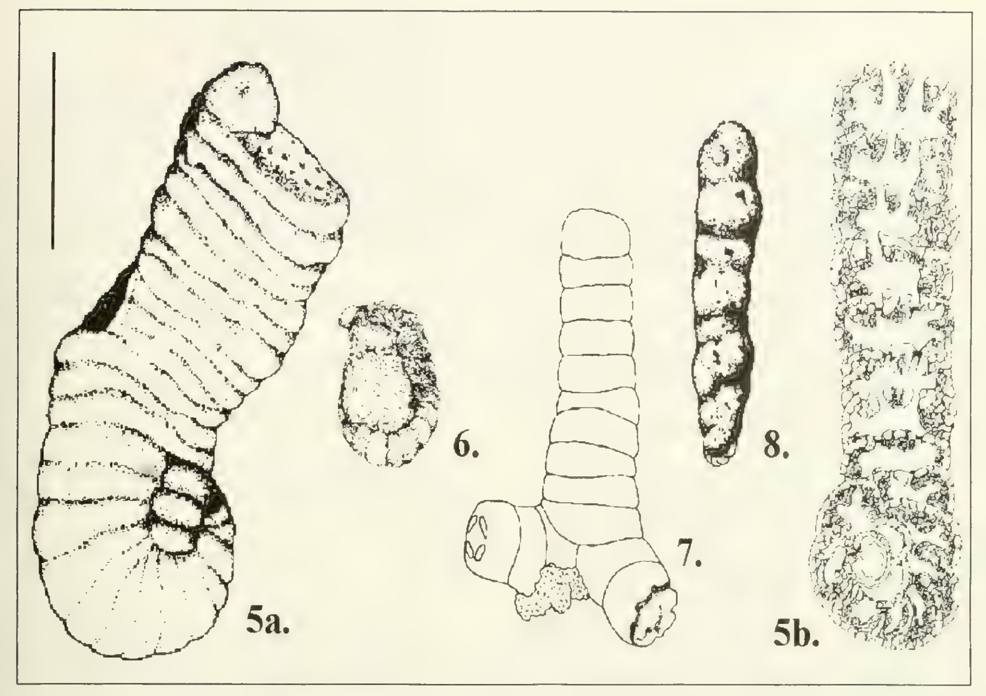


Abb. 5-8: 5 a: *Labyrinthidoma dumptonensis* Adams et al., 1973; 5b: *Labyrinthidoma kaeveri* Hofker, 1976 (Dünnschliff); 6: *Subbdelloidina luterbacheri* Riegraf, 1987 (Holotyp); 7: *Axicolumella cylindrica* (Perner, 1892) emend. Hercogova, 1988b; 8: *Adhaerentia midwayensis* Plummer, 1938 (Holotyp); Balkenlänge 2 mm.

2.3 FAMILIE HADDONIIDAE Saidova, 1981

Gattung: *Haddonia* Chapman, 1898.

In Loeblich & Tappan (1964) findet man die Gattung *Haddonia* noch innerhalb der Familie Placopsilinidae (Placopsilininae). Saidova (1981) stellte für die Gattung *Haddonia* die neue Unterfamilie Haddoninae auf, die 1982 von Loeblich und Tappan zur Familie Haddoniidae aufgewertet wurde (Loeblich & Tappan 1982: 27). Im Gegensatz zu den Coscinophragmatidae und Placopsilinidae sind die Haddoniidae durch einen canaliculaten Wandbau gekennzeichnet, d. h. die Poren sind einfach und stehen senkrecht zur Wandoberfläche (Tab. I; Abb. 4).

2.4 FAMILIE LABYRINTHIDOMATIDAE Loeblich & Tappan, 1988

Gattung: *Labyrinthidoma* Adams et al., 1973.

Die Gattung *Labyrinthidoma* Adams et al. wurde von Loeblich & Tappan (1988) deren neu aufgestellter Familie Labyrinthidomatidae [Unterkreide, Coniac-Campan] zugeordnet. Diese neue Familie unterscheidet sich von den in diesem Texte bereits genannten durch den besonderen Kammerbau, in der Definition beschrieben als: „... The outermost part of chamber lumen is subdivided by radial exoskeletal partitions ...“ (vgl. Tab. II; Abb. 5 a, b.).

2.5 FAMILIE CIBICIDIDAE Cushman, 1927

Gattungen: *Arenonia* Barnard, 1958; *Rectocibicides* Cushman & Ponton, 1932.

1986 erkannte Wilson in der von Barnard (1958) dokumentierten Gattung *Arenonia* die bereits 1932 von Cushman & Ponton beschriebene Gattung *Rectocibicides* wieder. Barnard beschrieb seinerzeit den Wandbau als agglutiniert. Nach den Untersuchungen Wilsons hingegen ist die Wand von *Rectocibicides* (bzw. *Arenonia* sensu Barnard) kalzitisch, die Gattung untersteht der Subfamilie Stichocibicidinae Saidova, 1981 und gehört somit zu den Cibicididae Cushman, 1927 (Unterordnung Rotaliina). Die Gattung *Rectocibicides* wird hier berücksichtigt, weil sie nach Wilson (1986) homöomorph zu der agglutinierenden Gattung *Lapillincola* ist und also in der Praxis mit Verwechselungen zu rechnen ist (Tab. IV, Abb. 10).

2.6 FAMILIE KARRERIIDAE Saidova, 1981

Gattung: *Manorella* Grice, 1948.

Ähnlich *Rectocibicides* findet auch die Gattung *Manorella* trotz ihrer kalzitischen Wand in der Tabelle Berücksichtigung (Tab. IV; Abb. 9). Grice (1948) ordnete sie unter Vorbehalt noch der Familie Placopsilinidae zu und diskutierte ihren phylogenetischen Bezug zu *Polyphragma* Reuss, 1871:

genera / feature	*Manorella* GRICE, 1948	*Rectocibicides* CUSHMAN & PONTON, 1932 (Definition follows BARNARD 1958)
initial part	trochospirally enrolled	initial spire 4-8 chambers in each (<2) whorl
adult part	bifurcating uncoiled portion plane of coiling 90° from axis of uncoiled part; branching from coiled or later part of both	uniserial arrangement; becomes fan-shaped; chambers are arcuate, parallel septa, little or no increase in height, rapid increase in length
wall and septa	calcareous, coarsley perforate, optically granular, very thick, 2 layers: outer layer - medium line - inner layer outerlayer: fine grained, radial, lamellar; dark medium line; inner layer: coarsley crystalline	arenaceous fine particles in a calcareous cement
aperture	multiple; 1 or >1 ovate or slitlike irregular openings, may be produced on collar like projections.	row of well defined pores occurring along the full length of the apertural face, each pore has a well marked lip
occurrence	Upper Cretaceous; USA: Austin Chalk of Texas; found at type-locality only	Upper Chalk

Tab. IV: Bestimmungsmerkmale der kalzitischen inkrustierenden Foraminiferen *Manorella* und *Lapillincola*, die leicht mit agglutinierenden Formen zu verwechseln sind (*Manorella*) bzw. als homöomorph zu diesen angesehen werden (*Rectocibicides/Lapillincola*)

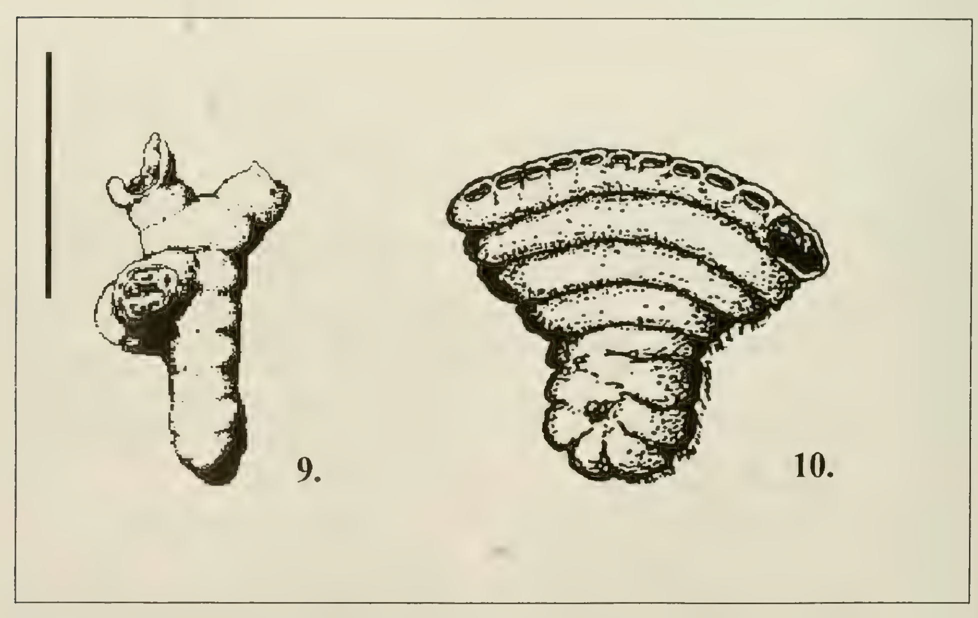


Abb. 9-10: 9: *Manorella proteus* GRICE, 1948 (Holotyp); 10: *Rectocibicides cretacea* (BARNARD, 1958) (Holotyp); Balkenlänge 1 mm.

1. Textulariina

Familie	Unterfamilie	Gattung	Art
Coscinophragmatidae	Coscinophragmatinae	*Axicolumella*	*A. cylindrica* Hercogova, 1988
		Bdelloidina	*B. cribrosa* (Reuss, 1846)
			B. aggregata Carter, 1877
Haddoniidae	Haddoninae	*Haddonia*	*H. torresiensis* Chapman, 1898
			H. heissigi Hagn, 1968
			H. hagni Höfling, 1985
Labyrinthidomatidae		*Labyrinthidoma*	*L. dumptonensis* Adams et al., 1973
			L. bartensteini Hofker, 1976
			L. kaeveri Hofker, 1976
Placopsilinidae	Placopsilininae	*Acruliammina*	*A. longa* Tappan, 1940
			A. nekvasilovae Hercogova, 1988
			A. parvispira Wilson, 1986
			A. serpula Tappan, 1943
		Lapillincola	*L. faringdonensis* Wilson, 1968
		Placopsilina	*P. cenomana* d'Orbigny, 1850
		Subbdelloidina	*S. haeusleri* Frentzen, 1944
			S. luterbacheri Riegraf, 1987
			S. mariei Payard, 1947
	Adhaerentiinae	*Adhaerentia*	*A. midwayensis* Plummer, 1938

2. Rotaliina

Familie	Unterfamilie	Gattung	Art
Karreriidae		*Manorella*	*M. proteus* Grice, 1948
Cibicididae	Stichocibicidinae	*Rectocibicides*	*R. cretacea* (Barnard, 1958)
			R. miocenicus Cushman & Ponton, 1932

Tab. V: Zusammenstellung der in Tab. I-IV aufgeführten Gattungen agglutinierender und kalzitischer inkrustierender Foraminiferen mit Artenliste.

„*Manorella* is similar to *Polyphragma* Reuss, 1871 in that the test branches and the uncoiled portion is cylindrical. Both forms have tests that are at least in part calcareous and perforate. [. . .]. These similarities and differences are believed to show that *Manorella* may be referred to the same subfamily as *Polyphragma*".

In Loeblich & Tappan (1988) steht die Gattung *Manorella* neben den Gattungen *Karreria* Rzehak, 1891 und *Simionescella* Neague, 1975 in der Familie Karreriidae [Unterordnung Rotaliina; Untere Kreide (Apt) - Holozän]. Für die Gattung *Polyphragma* Reuss, 1871 gilt gemäß Thalmann (1951) der Ersatzname (nom. subst.) *Coscinophragma*. Die Gattung steht neben *Bdelloidina*, *Axicolumella* u. a. in der Familie Coscinophragmatidae Thalmann, 1951 (s. o.).

3. HINWEISE ZU DEN ABBILDUNGEN UND TABELLEN

Die Abbildungen wurden zu Vergleichszwecken im jeweiligen Maßstab vereinheitlicht. Da das Erscheinungsbild von *Lapillincola* Wilson demjenigen von *Rectocibicides* Cushman & Ponton entspricht, wurde auf eine Abbildung verzichtet.

Die Tabelle V gibt einen systematischen Überblick der in den Tabellen I bis IV behandelten Gattungen. Zusätzlich sind einige bisher beschriebene Arten aufgenommen, wobei kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben wird. Detaillierte Beschreibungen sind den angegebenen Originalzitaten (bzw. Ellis & Messina 1940 ff.) zu entnehmen.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

ADAMS, C. G., KNIGHT, R. H., HODGKINSON, R. L. (1973): An unusual agglutinating foraminifer from the Upper Cretaceous of England. - Palaeontology, **16** (3): 637-643, 3 Abb., 1 Taf.; London.

BARNARD, T. (1958): Some mesozoic adherent Foraminifera. - Palaeontology, **1** (2): 116-124, 4 Taf.; London.

CARTER, H. J. (1877): Description of *Bdelloidina aggregata*, a new genus and species of arenaceous foraminifera, in which their so-called „Imperforation" is questioned. - Ann. Mag. Nat. Hist., **4**: (111): 201-209, 8 Abb., 1 Taf.; London.

CHAPMAN, F. (1898): On *Haddonia*, a new genus of the foraminifera from Torres Straits. - J. Linn. Soc. London, Zoology, **28**: 1-27; London.

CUSHMAN, J. A. (1927): An outline of a reclassification of the foraminifera. - Contr. Cushman Lab. Foram. Res., **3**: 1-105, 21 Taf.; Sharon.

CUSHMAN, J. A. & PONTON, G. M. (1932): Some interesting new Foraminifera from the Miocene of Florida. - Contr. Cushman Lab. Foram. Res., **8**: 1-4, 1 Taf.; Sharon.

ELLIS, B. F. & MESSINA, A. R. (1940 ff.): Catalogue of Foraminifera. - New York (Amer. Mus. Nat. Hist.).

FRENTZEN, K. (1944): Die agglutinierenden Foraminiferen der Birmensdorferschichten. - Paläontol. Z., **23** (3): 313-343, 2 Taf.; Berlin.

FRIEG, C., KAEVER, M. (1975): Bau und systematische Stellung von *Bdelloidina cribosa* (REUSS, 1846). - N. Jb. Geol. Paläontol. Mh., **1975** (8): 449-464, 3 Abb.; Stuttgart.

FRIEG, C., KAEVER, M. (1976): Morphologie, Wandbau und Verbreitung von *Acruliammina neocomina* BARTENSTEIN, 1962. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1976** (2): 118-128, 2 Abb.; Stuttgart.

GRICE, C. R. (1948): *Manorella*, a new genus of Foraminifera from the Austin Chalk of Texas. - J. Paleont., **22** (2): 222-224, 5 Abb.; Tulsa.

HAGN, H. (1968): *Haddonia heissigi* n. sp., ein bemerkenswerter Sandschaler (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**: 3-50, 8 Abb., 3 Taf.; München.

HERCOGOVA, J. (1988): *Acruliammina*, *Bdelloidina* and *Axicolumella* n. gen. (Foraminifera) from the Cretaceous transgressive sediments of the Bohemian Massif. - Sborn. geol. ved., paleon., **29**: 145-189; Prag.

HÖFLING, R. (1984): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). - Münchner Geowiss. Abh. (A), **3**: 1-241, 55 Abb., 18 Taf.; München.

HOFKER, J. (1976): *Labyrinthidoma* in the Santonian - Lower Campanian of Northwestern Germany. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1976** (10): 581-590, 3 Abb.; Stuttgart.

KAEVER, M. (1974): Sandschalige Foraminiferen und andere Epizoen auf einem erratischen Geröll im Turon (Soester Grünsand) des südöstlichen Münsterlandes (Westfalen). - N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., **146** (2): 179-194; Stuttgart.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1946): New Washita Foraminifera. - J. Paleont., **20** (3): 238-258, 4 Abb., 3 Taf.; Tulsa.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1964): Sarcordina chiefly „Thecamoebians" and Foraminiferida. - In: MOORE, R. C. (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C Protista 2, I-XXXI, 1-900, 653 Abb.; Lawrence (Univ. Kansas Press).

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1982): Classification of the Foraminiferida. - In: BROADHEAD, T. W. (ed.), Foraminifera, Notes for a short course; Univ. of Tennessee, Dep. Geol. Sci., Studies in Geology, **6**: 22-36; Knoxville.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1986): Some new and redefined genera and families of Textulariina, Fusulinina, Involutina and Miliolina (Foraminiferida). - J. Foram. Res., **16**: 334-346, 4 Taf.; Lawrence.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1988): Foraminifera genera and their classification. - 970 + 212 S., 847 Taf.; New York (Van Nostrand Reinhold).

PLUMMER, H. J. (1938): *Adaerentia*, a new foraminiferal genus. - Amer. Midland Naturalist, **19**: 242-244, 1 Abb.; Notre Dame.

REUSS, A. E. (1871): Vorläufige Notitz über zwei neue Fossile Foraminiferen-Gattungen. - Sitzungsber. K. Akad. Wiss., Math.-Nat.-Cl., **55**: 17-182; Wien.

RHUMBLER, L. (1913): Die Foraminiferen (Thalamophoren) der Plankton-Expedition. Zweiter Teil: Systematik. - Ergebn. Plankton-Exped. Humboldt-Stiftung, **3** (Lief. c): 331-476, Abb. 111-175, 3 Tab.; Kiel und Leipzig.

RIEGRAF, W. (1987): *Subbdelloidina luterbacheri* sp. nov. from Kimmeridgian to Tithonian (upper Jurassic) sponge-algae facies of Southern Germany. - Paläont. Z., **61**: 29-40, 59 Abb.; Stuttgart.

SAIDOVA, Kh. M. (1981): On an up-to date system of supraspecific taxonomy of Cenozoic benthonic foraminifera (in. russ.). - Institut Okeanologii P. P. SIRSHOVA, Akad. Nauk SSSR; Moskau.

THALMANN, H. E. (1951): Mitteilungen über Foraminiferen IX. - Ecologae Geol. Helv., (1950) **43**: 221-225; Basel.

WEGENER, B. (1970): Untersuchungen zum Wandungsbau lituolider Foraminiferen. - Unveröff. Staatsarbeit; Münster.

WILSON, M. A. (1986): New adherent foraminiferans from the Lower Cretaceaous (Aptian) of South-central England. - J. Micropaleontol., **5** (2): 1-8, 2 Taf.; London.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	179–211	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Zyklostratigraphie und Foraminiferen-Palökologie in pelagischen Sedimentationszyklen des Apt/Alb im Umbrisch-Marchischen Apennin (Mittelitalien)

Von

SIBYLLE U. NOÉ*)

Mit 9 Abbildungen und 3 Tafeln

KURZFASSUNG

Im Rahmen einer hochauflösenden zyklo- und biostratigraphischen Gliederung von tiefmarinen Kalk-Mergel-Wechselfolgen, den Scisti a Fucoidi, wurde der Zeitbereich des Apt/Alb in Aufschlüssen des Umbrisch-Marchischen Apennins (Mittelitalien) im „one-centimetre" Stil beprobt. Die 100 m mächtige Abfolge besteht aus einer Kalk-Mergel-Wechsellagerung, die in verschiedenen Profilabschnitten von Redox-Zyklen und $CaCO_3/SiO_2$-Zyklen überlagert ist. Aufgrund charakteristischer zyklischer Muster wurden fünf Members unterschieden.

In den Kalk-Mergel-Wechselfolgen bilden sich der Präzessionsindex und der Exzentrizitätsindex ab. Die Entstehung dieser Wechsellagerung wird auf orbital gesteuerte Klimaschwankungen zurückgeführt, die in erster Linie die Produktivität des kalkigen Nannoplanktons gesteuert haben. Die Redox-Zyklen gehen auf Fluktuationen in der Durchlüftung des Tiefenwassers zurück. Die $CaCO_3/SiO_2$-Zyklen charakterisieren Perioden mit erhöhter Kieselplankton-Produktion im Oberflächenwasser und verstärkter Karbonatlösung am Meeresboden.

Detaillierte mikropaläontologische Untersuchungen der Foraminiferen-Gesamtfauna haben gezeigt, daß die Foraminiferen auf die kleinmaßstäblichen, orbital induzierten Klimaschwankungen nicht reagiert haben. Die beobachtete Verteilung der Planktonten geht im wesentlichen auf die Erhaltung bzw. Lösung der Gehäuse im Tiefenwasser bei einer generell hohen Produktivität im Oberflächenwasser zurück. Wichtigster Steuerungsfaktor der Benthonten ist der Sauerstoffgehalt des Tiefenwassers. Ferner haben sich längerfristige Fluktuationen der paläozeanographischen Bedingungen auf einige benthonische Foraminiferen-Gattungen ausgewirkt.

ABSTRACT

Aptian/Albian pelagic sedimentary cycles in the Umbro-Marchean Apennines (Central Italy), the Scisti a Fucoidi, were used for the investigation of a high-resolution cyclo- and biostratigraphy. The 100 m-thick sequence mostly consists of a limestone/marlstone alternation which is modified by redox cycles and $CaCO_3/SiO_2$ cycles in different parts of the sequence. As to the characteristic cyclic patterns, five members were distinguished.

Cyclicity reflects the ca. 20-ka precession cycle and the ca. 100-ka cycle of orbital eccentricity. Orbitally induced climatic changes controlling the productivity of the calcareous nannofossils are considered to be the primary control of the limestone/marlstone alternation. The redox cycles are due to fluctuations in primary productivity responsible for the deep water oxygenation. $CaCO_3/SiO_2$ cycles characterize periods of increased productivity of siliceous plankton and carbonate dissolution on the sea floor.

Detailed micropaleontological investigations on the foraminiferal associations reveal the following results: The distributional patterns of the planktonic and benthonic foraminifera do not show any distinct relation to the small-scale climatic fluctuations. The distributional patterns of the planktonic foraminifera are the result of a generally high productivity in the surface water modified by periodic

*) Dr. SIBYLLE U. NOÉ, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, Klagenfurter Straße, D-28359 Bremen

dissolution of the tests in the deep water. The benthonic foraminiferal assemblage strongly depends on the bottom water oxygenation. In addition, some large-scale fluctuations of paleoceanographic conditions controlled the distribution of certain benthonic genera.

1. EINFÜHRUNG

1.1 PELAGISCHE SEDIMENTATIONSZYKLEN DES APT/ALB IM UMBRISCH-MARCHISCHEN APENNIN

Das Apt/Alb des Umbrisch-Marchischen Apennins besteht aus pelagischen Sedimentationszyklen der 100 m mächtigen Scisti a Fucoidi (Fucoidenmergel). Diese tiefmarinen Kalk-Mergel-Wechselfolgen heben sich aufgrund ihrer Mergel-Dominanz deutlich von den umgebenden Kalkkomplexen der Maiolica-Formation (Tithon bis Barreme) und der Scaglia-Formation (Cenoman bis Oligozän) ab. Die Scisti a Fucoidi sind nach der Spurenfossil-Gruppe der Fucoiden benannt, da die für dysaerobes Milieu charakteristischen Ichnospezies *Chondrites* und *Planolites* in der Formation weit verbreitet sind.

Die Erforschung der zyklischen Tiefwasser-Sedimentation im kretazischen Apennin wurde durch die Arbeit von Schwarzacher & Fischer (1982) eingeleitet; die Autoren führten die pelagischen Sedimentationszyklen der Maiolica- und Scaglia-Fazies auf orbital induzierte Klimaschwankungen (Milankovitch-Zyklen) zurück. Die Kalk-Mergel-Wechselfolgen dieser Formationen reflektieren den Präzessionsindex (19-23 ka), der durch ein Kalk-Mergel-Paar dargestellt wird, sowie den Exzentrizitätsindex (ca. 100 ka), der einem Bündel aus 5 Paaren entspricht. Für den oberen Teil der Scisti a Fucoidi und die basale Scaglia-Formation konnten der Präzessions- und Exzentrizitätsindex von De Boer (1983) und De Boer & Wonders (1984) nachgewiesen werden. De Boer hatte bereits 1982 mit Hilfe stabiler $^{16}O/^{18}O$-Isotope Klima-Unterschiede zur Zeit der Ablagerung der Kalke und der Mergel belegt: während die Kalke kühle, trockene Perioden repräsentieren, charakterisieren die Mergel warme, humide Perioden.

Die unterschiedlichen zyklischen Abfolgen des Apt/Alb waren aus Aufschlüssen im Umbrischen Apennin gut bekannt. Um ihre Entstehung lückenlos über den gesamten Zeitraum ermitteln zu können, wurde im Jahre 1982 von einem Italienisch-Amerikanischen Team (I. Premoli Silva, G. Napoleone und A. G. Fischer) westlich von Piobbico im Umbrischen Apennin ein Kern („Piobbico Core") gezogen, der ein Intervall von Oberalb (*P. buxtorfi*-Zone) bis Unterapt (*G. gottisi*-Zone) umfaßt. Die biologischen, chemischen und physikalischen Parameter wurden in einzelnen Abschnitten des Bohrkerns quantitativ analysiert. Damit konnte einerseits eine biostratigraphische Gliederung mit Hilfe von planktonischen Foraminiferen und Nannoplankton (Tornaghi et al. 1989; Erba 1988) erstellt werden; andererseits wurden die Umweltbedingungen rekonstruiert, die für die Entstehung der Zyklen verantwortlich waren (Herbert & Fischer 1986; Herbert et al. 1986; Pratt & King 1986; Fischer & Herbert 1988; Premoli Silva, Erba & Tornaghi 1989; Premoli Silva, Ripepe & Tornaghi 1989; Fischer et al. 1991). Eine detaillierte palökologische Auswertung der Foraminiferen-Gesamtfauna, die die paläozeanographischen Daten zur Entstehung der Zyklen in wesentlichen Punkten zu noch offen gebliebenen Fragen ergänzt, wurde jedoch bislang nicht durchgeführt. Daher war es ein lohnendes Ziel, die Ergebnisse des Italo-Amerikanischen Teams durch diesen bedeutenden Aspekt zu ergänzen.

1.2 METHODIK UND ZIELE

Die vorliegende Arbeit basiert auf der Erstellung einer hochauflösenden Zyklostratigraphie der Scisti a Fucoidi, der biostratigraphischen Einstufung und der palökologischen Auswertung mit Hilfe der benthonischen und planktonischen Foraminiferen. Die Abfolge wurde im „one-centimetre" Stil in mehreren Aufschlüssen aufgenommen und beprobt, um eine dem Piobbico Core vergleichbare Auflösung zu gewinnen. Zur Analyse der Sedimentstrukturen, Mikrofazies, Diagenese und des Ablagerungsmilieus wurden von den tonärmeren Kalkbänken Anschliffe und Dünnschliffe angefertigt (Noé, zum Druck eingereicht). Von den Mergeln wurden insgesamt 700 Proben ausgeschlämmt. Daraus wurde die Foraminiferen-Gesamtfauna ausgelesen und auf Artebene bestimmt.

In 460 Schlämmproben aus 7 Teilabschnitten charakteristischer Sedimentationszyklen der Scisti a Fucoidi wurden die Häufigkeiten und Diversitäten der Foraminiferen-Taxa und -Gruppen semiquantitativ ausgewertet. Sie liefern zusammen mit den Häufigkeiten der Radiolarien und den sedimentologischen Daten wichtige Hinweise über die Steuerungsfaktoren der verschiedenen Zyklen, die mit unterschiedlichen paläozeanographischen Fluktuationen verknüpft sind. Mit den gewonnenen Daten konnten die für die planktonischen und benthonischen Foraminiferen relevanten Steuerungsfaktoren ermittelt werden.

DANK

Die vorliegende Arbeit widme ich meinem akademischen Lehrer, Herrn Prof. Dr. D. Herm, zum 60. Geburtstag. Ihm möchte ich für die Vergabe des interessanten Themas über einen aktuellen Aspekt im Rahmen der internationalen Kreide-Forschung und sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeit herzlich danken. Die Untersuchungen wären nicht möglich gewesen ohne die großzügige finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Projekt He 642/35).

Herrn Dipl.-Geol. P. ZÜGEL, Bremen, bin ich für zahlreiche Diskussionen und die Hilfe am REM zu großem Dank verpflichtet. Folgenden Kollegen und Freunden gilt meine besonderer Dank: Herrn Dipl-Geol. E. SCHÖLLHORN, Bremen, und Frau H. KUHLMANN, Erlangen, die mich bei den wichtigen Profilaufnahmen im Gelände begleiteten, sowie Herrn M. JOSUWEIT, Bremen, der viel Geduld bei der Anfertigung der Reinzeichnungen aufbrachte.

2. GEOLOGISCHE SITUATION DES NE-APENNINS UND LOKALITÄT DER PROFILE

Der NE-Apennin lag während der Kreide am Nordrand des Afrikanischen Kontinentalrandes, wo er durch das Umbrisch-Marchische Becken repräsentiert wurde. Der Sedimentationsraum unterlag in der Zeit von Lias bis Oligozän einer von tektonischer Extension und Subsidenz gesteuerten passiven Kontinentalrand-Entwicklung. In Verbindung mit der Öffnung des Nordatlantiks und des Ligurischen Ozeans im Westen zerbrach im Jura eine ehemals ausgedehnte Karbonatplattform, deren Nord- und Westteil ertranken. Dabei entstand ein nahezu isolierter passiver Kontinentalrand mit einer ausgeprägten Horst-Graben-Topographie. Nur der Südteil der Plattform, die Lazio-Abruzzi-Karbonatplattform, blieb bis ins Oligozän stabil. Das Umbrisch-Marchische Becken lag nördlich dieser Plattform auf ausgedünnter Kruste des südöstlichen Ligurischen Ozeans. Während des Zeitabschnitts Tithon bis unterstes Apt wurde die Topographie leicht durch die Ablagerung pelagischer Nannoplankton-Kalke (Maiolica) ausgeglichen. Slumps und Turbidite zeugen jedoch von synsedimentären Bewegungen, die an den block faults noch aktiv waren. Die vorherrschend mergelige Tiefwasser-Sedimentation im Apt/Alb (Scisti a Fucoidi) spiegelt die nachfolgende Stagnation der differenzierten Subsidenz im NE-Apennin wider. Infolge der tektonischen Inaktivität, die bis ins Unterturon andauerte, wurden die Reliefunterschiede im Becken vollständig durch die pelagische Karbonatsedimentation (Scaglia Bianca) eliminiert. Ein Überblick über die sedimentäre und tektonische Entwicklung findet sich bei CRESCENTI et al. (1969), CENTAMORE et al. (1986), CALAMITA et al. (1986) und MONTANARI et al. (1989).

Heutige Grenzen des Umbrisch-Marchischen Apennins sind im W die Toscanischen Decken, im N der Chaotische Komplex des Val Marechia, im E das Adriatische Meer und im S, getrennt durch die Ancona/Anzio-Linie, die Lazio-Abruzzi-Karbonatplattform sowie die vulkanische Provinz Latium (Abb. 1). An 5 Lokalitäten wurden Teilabschnitte des Apt und Alb beprobt. Die Profile Apecchiese (APE), Fiastra (FI) und Leonessa (LE) wurden im Umbrisch-Marchischen Antiklinorium NW der Lazio-Abruzzi-Plattform aufgenommen, wo jurassische bis alttertiäre Gesteinsserien zutage treten. Die Profile Villa Nova (VN) und Montagna dei Fiori (MF) liegen östlich dieses Antiklinoriums in zwei isolierten, von randlichen Überschiebungen begrenzten kretazischen Aufbrüchen, die von den flyschartigen Sedimenten der jungtertiären Tröge des Marchischen Apennins umgeben sind. Die nördlichen Profile (APE, VN), die sich in distaler Position zur Lazio-Abruzzi-Karbonatplattform befinden, wurden von Flachwasser-Schüttungen überhaupt nicht, das weiter im S gelegene Profil FI nur minimal davon beeinflußt. Diese Profile sind ausschließlich aus pelagischen Zyklen zusammengesetzt. In den proximal gelegenen Profilen LE und MF dagegen konnte die pelagische Sedimentation, die im Apt infolge synsedimentärer Bewegungen an der Ancona/Anzio-Linie vollkommen von Flachwasser-Eintrag unterdrückt war, erst wieder im Alb einsetzen; auf diese Profile wird in der vorliegenden Arbeit nicht näher eingegangen.

Profil APE umfaßt den unteren Abschnitt, Profil FI den Mittelteil und Profil VN den oberen Abschnitt der pelagischen Sedimentation des Apt/Alb in plus/minus distaler Position zur

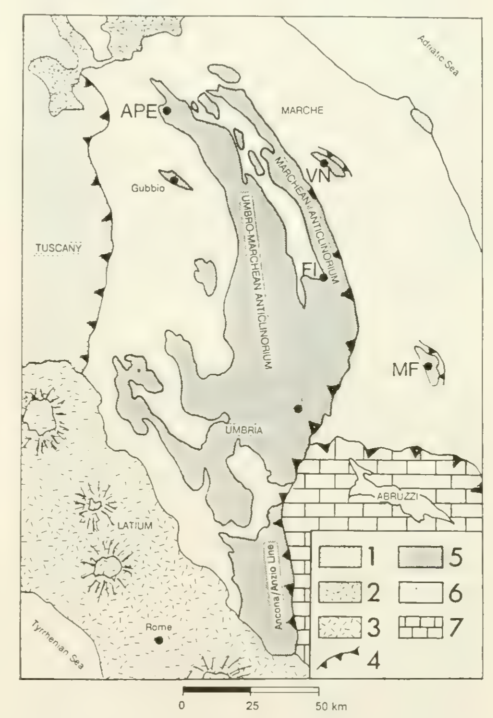


Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte des Nordapennins. (1) Toskanische Decken; (2) Chaotischer Komplex von Val Marecchia; (3) Vulkanische Provinz Latium; (4) Überschiebungsbahn; (5) Unterjurassische bis oligozäne Tiefwasser-Karbonate; (6) Jungtertiäre syn- und postorogene Siliziklastika; (7) Obertriassische bis oligozäne Plattformkarbonate.

Profile: APE = Apecchiese; VN = Villa Nova; FI = Fiastra; LE = Leonessa; MF = Montagna dei Fiori.

Lazio-Abruzzi Plattform. Mit Ausnahme einer Aufschlußlücke von 11 m, die das obere Oberapt und die Basis des Unteralb (gesamte *T. bejaouaensis*-Zone und unterer Teil der *H. planispira*-Zone) betrifft, konnte die Abfolge der Scisti a Fucoidi vollständig bearbeitet werden.

3. ZYKLOSTRATIGRAPHIE DER SCISTI A FUCOIDI

Die 100 m mächtige pelagische Abfolge der Scisti a Fucoidi im Umbrisch-Marchischen Becken wurde aufgrund der Lithologie (Gehalt an $CaCO_3$, Tonmineralien, SiO_2 und organischer Substanz) und der Färbung von der Basis zum Top in 5 Members untergliedert:

1. Selli Level
2. Untere Kalk-Mergel-Wechsellagerung
3. Bräunliche Mergel
4. Redox-Zyklen
5. Obere Kalk-Mergel-Wechsellagerung mit Überlagerung von Redox-Zyklen und $CaCO_3$/SiO_2-Zyklen.

Das Selli Level, die Redox-Zyklen und v. a. die Obere Kalk-Mergel-Wechsellagerung zeigen intern einen Wechsel unterschiedlicher Sedimentationszyklen, was eine weitere Unterteilung erforderlich machte. Die Scisti a Fucoidi einschließlich der Basis der Scgalia Bianca wurden daher in insgesamt 18 Einheiten aufgegliedert (s. Übersichtsprofil Abb. 2 sowie Detailprofile Abb. 3-8).

3.1 MEMBER 1: SELLI LEVEL

Die Basis der Scisti a Fucoidi ist durch den ersten Schwarzschiefer-Horizont der Mittelkreide (OAE 1 nach Arthur & Schlanger 1979), das Selli Level, charakterisiert. Member 1 setzt sich aus den Einheiten 1 und 2 zusammen (Profil APE; Abb. 2, Section I; Abb. 3).

3.1.1 Einheit 1: Selli Level *sensu stricto*

Das Selli Level wird von der Maiolica-Formation unterlagert, die bereits Unterapt-Alter (*G. blowi*-Zone) besitzt. Sie besteht aus hellgrauen Nannoplankton-Kalken, in die dünne dunkelgraue Mergellagen und schwarze SiO_2-Lagen eingeschaltet sind. Von dunklen Mergeln überlagerte Kalke weisen am Top stets *Planolites* auf. Die höchsten Kalkbänke der Maiolica zeigen in vielen Profilen slumping-Erscheinungen. Neben den Gravitationsvorgängen waren vermutlich auch Bodenströmungen aktiv, worauf ein Megarippel-ähnlicher Verlauf der obersten Maiolica-Bank im Profil APE schließen läßt.

Das 2,4 bis 2,6 m mächtige Selli Level besteht aus einer karbonatfreien Wechsellagerung von bräunlichen Radiolarien-Siltsteinen, grünen Tonsteinen und Schwarzschiefern.

Die Basis des Selli Levels ist durch einen abrupten Wechsel von den hellen Maiolica-Kalken zu weichen, dunklen Gesteinen markiert. Die Abnahme des Karbonatgehaltes erfolgt hingegen graduell in den basalen 40 cm: bis zur ersten 4 cm mächtigen Schwarzschiefer-Lage alternieren grünlichgraue Mergel mit gelblich-bräunlichen Radiolarien-Biomikriten bis karbonatfreien Radiolarien-Siltsteinen im 1-4 cm-Bereich. Mit der Schwarzschiefer-Lage, die zahlreiche Radiolarien und Fischreste enthält, wird eine 1 m mächtige karbonatfreie Folge aus grünen Tonsteinen und Radiolarien-Siltsteinen eingeleitet. Der obere Teil des Selli Levels ist durch 90 cm mächtige, nahezu fossilfreie Schwarzschiefer mit dünnen Zwischenlagen von grünen Tonsteinen und Radiolarien-Siltsteinen gekennzeichnet. Diese black shales bestehen überwiegend aus stark kompaktierter organischer Substanz; sie sind karbonatfrei. Bis auf vereinzelt auftretende mm-Laminationen durch Radiolarien-Anreicherungen weisen sie keine Internschichtung und keine Bioturbation auf. Das Selli Level schließt mit einer 30 cm mächtigen Wechsellagerung aus grünen Tonsteinen und Radiolarien-Siltsteinen ab. Alter: Unterapt (*G. blowi*-Zone).

Im FI- und LE-Profil und in einigen, in der Umgebung von Foligno aufgenommenen Profilen sowie in zahlreichen, von Coccioni et al. (1989 b) im Umbrisch-Marchischen Apennin beprobten Profilen dominieren generell im unteren Teil des Selli Levels grüne Tonsteine und Radiolarien-Siltsteine, im oberen Abschnitt dagegen black shales.

Die im gesamten Selli Level zyklisch auftretenden Häufigkeits-Peaks der Radiolarien, die in den unterschiedlich mächtigen Radiolarien-Siltstein-Bänken liegen, stellen Produktivitätszyklen des kieseligen Mikroplanktons dar (De Boer, 1983; Fischer et al. 1985). Die einzelnen Peaks können in 3 Bündel zusammengefaßt werden.

3.1.2 Einheit 2: Wechsellagerung von grüngrauen Kalken und Mergeln

Eine 10 cm mächtige, mergelige Kalkbank überlagert die kieselig-tonig-organischen Sedimente des OAE 1 und leitet die kalkig-mergelige Sedimentation des Apt/Alb ein. Einheit 2 besteht aus einer 2,3 m mächtigen Wechsellagerung von grüngrauen mergeligen Kalken, Kalkmergeln und Mergeln. Sie zeichnet sich im unteren Teil durch eine rasch zurückgehende Radiolarien-Häufigkeit aus, die im oberen Teil jedoch wieder zunimmt. Die Radiolarien sind entweder in Mergellagen angereichert oder in der Mitte der Kalkbänke konzentriert; diese Lagen sind teilweise verkieselt. Alter: oberstes Unterapt und basales Oberapt (Top der *G. blowi*-Zone und *L. cabri*-Zone).

3.2 MEMBER 2: UNTERE KALK-MERGEL-WECHSELLAGERUNG

Member 2 entspricht Einheit 3 (Profil APE repräsentiert die Basis, Profil FI den mittleren und oberen Teil des Übersichtsprofils; Abb. 2, Section II; Abb. 4).

Die Untere Kalk-Mergel-Wechsellagerung der Scisti a Fucoidi ist durch einen abrupten Umschwung zu roten Farben deutlich von den unterlagernden Einheiten abgegrenzt. In den

untersuchten Profilen konnten 18,2 m beprobt werden, die den größten Teil des Oberapt umfassen; die letzten Schichten unter der Aufschlußlücke liegen vermutlich nahe am Top der *H. trocoidea*-Zone. Nach COCCIONI et al. (1989a) umfaßt das Member die gesamte *T. bejaouaensis*-Zone (oberstes Oberapt und basales Unteralb). Die Wechselfolge besteht aus alternierend karbonatreicheren und karbonatärmeren Intervallen, die überwiegend durch Kalkmergel und Mergel repräsentiert sind, während Kalke fast völlig fehlen. Der Unterschied im Kalkgehalt zwischen einem kalkreicheren und einem kalkärmeren Intervall beträgt nach DE BOER (1983) 5-15 %.

Der untere Teil der *G. ferreolensis*-Zone (Abb. 4) hebt sich von diesem Muster durch drei 25-35 cm mächtige Kalkbänke ab. Im oberen Drittel dieser Zone hat sich ein regelmäßiger Kalkmergel/Mergel-Rhythmus etabliert, wobei die Mergel ca. 70 cm, die Kalkmergel 10-15 cm mächtig sind. Von der obersten *G. ferreolensis*-Zone bis zur Basis der *H. trocoidea*-Zone unterbrechen drei in unterschiedlichen Profilabständen auftretende Mergel-Intervalle von 60-120 cm Mächtigkeit diesen Zyklus.

Die Gesteine sind überwiegend tiefrot. Grüne Flecken gehen auf frühdiagenetische Reduktionsvorgänge im Sediment zurück. Einige dünne hellgrüne Mergellagen stellen im Gegensatz zu den umgebenden Foraminiferen-reichen Gesteinen Radiolarien-Sande dar. Ferner treten Radiolarien in unterschiedlichen Häufigkeiten neben planktonischen Foraminiferen in der gesamten *G. ferreolensis*-Zone und unteren *G. algerianus*-Zone auf. In der mittleren *G. algerianus*-Zone setzen sie vollkommen aus und erscheinen erneut in der *H. planispira*-Zone.

Infolge schwankender Mächtigkeit der karbonatreicheren Schichten wird die Wechsellagerung von kalkreicheren und kalkärmeren Intervallen auf Produktivitätszyklen von kalkigem Nannoplankton - überwiegend Nannoconiden - zurückgeführt, wobei Nannoconiden-Blooms Perioden mit kühlem durchlüftetem fertilem Oberflächenwasser charakterisieren (PREMOLI SILVA, ERBA & TORNAGHI 1989; FISCHER et al. 1991). Die karbonatärmeren Intervalle dagegen repräsentieren Zeiten mäßiger Fertilität in der Wassersäule. Im unteren und mittleren Teil des Members dominieren in den Mergeln planktonische Foraminiferen.

3.3 MEMBER 3: BRÄUNLICHE MERGEL

Member 3 entspricht Einheit 4 (Profil APE; Abb. 2, unterer Teil von Section III; entspricht dem Abschnitt „Marlstones" in Abb. 5).

Die bräunlichen Mergel, die den oberen Teil der *H. planispira*-Zone (Unteralb) aufbauen, stellen den Top des „Membro argilloso marrone" von COCCIONI et al. (1989 a) dar,

Abb. 2: Stratigraphie der Scisti a Fucoidi, zusammengesetzt aus den Profilen APE (unterer Teil), FI (mittlerer Teil) und VN (oberer Teil). Limestones = oberste Kalke der Maiolica; Maiol = Maiolica; S.L. = Selli Level; Lower Limestone/Marlstone Alternation = Untere Kalk-Mergel-Wechsellagerung; MS = Bräunliche Mergel; Redox Cycles = Redox-Zyklen; Upper Limestone/Marlstone Alternation Modified by Redox Cycles and $CaCO_3/SiO_2$ Cycles = Obere Kalk-Mergel-Wechsellagerung, modifiziert durch Redox-Zyklen und $CaCO_3/SiO_2$ Zyklen; Limestones = basale Kalke der Scaglia; E.AL. = Early Albian; Early Cenoman = Early Cenomanian; B.b = *B. breggiensis*; Sections in detail = Spezialprofile mit Detailauswertung, dargestellt in Abb. 3-8; Planktonic Forams Zones = Planktonische Foraminiferen-Zonen. Legende s. Abb. 9.

das nach diesen Autoren an der Basis der *H. planispira*-Zone einsetzt. Im 1,75 m mächtigen aufgeschlossenen Profilabschnitt dominieren Mergel und Kalkmergel, während Kalke fast völlig fehlen. Eine zyklische Abfolge der karbonatreicheren und karbonatärmeren Intervalle wie in Member 2 ist jedoch nicht ausgebildet. Einheit 4 ist durch einen auffallend hohen Anteil an detritischem Quarz im unlöslichen Rückstand der Mergel charakterisiert. Radiolarien sind im unteren und oberen Teil der Einheit häufig.

Stark korrodierte Gehäuse der planktonischen Foraminiferen sowie die Dominanz von Ton weisen auf Karbonatlösung am Meeresboden hin. Daher ist keine zyklische Kalk-Mergel-Wechsellagerung entwickelt.

3.4 MEMBER 4: REDOX-ZYKLEN

Member 4 umfaßt die Einheiten 5 und 6.

3.4.1 Einheit 5: Übergangszone zu den Redox-Zyklen (Profil APE; Abb. 2, oberer Teil von Section III; entspricht dem Abschnitt „Transition to Redox Cycles" in Abb. 5)

Die 2,20 m mächtige Übergangszone besteht aus den ersten Redox-Zyklen der Formation, in die vereinzelt noch bräunliche Mergel eingeschaltet sind. Die Einheit beginnt mit einer grüngrauen Kalkbank, die einen nahezu symmetrischen Redox-Zyklus einleitet. Nach einem letzten braunen Mergel setzt eine unregelmäßige Wechsellagerung von unterschiedlich mächtigen grünen und schwarzen Mergeln bis Kalkmergeln ein, die sich von den überlagernden Redox-Zyklen der Einheit 6 v. a. durch das Vorhandensein von Radiolarien unterscheidet. Der Quarzanteil im unlöslichen Rückstand ist im basalen Teil gegenüber den Bräunlichen Mergeln (Member 3) bereits stark verringert und geht danach vollkommen zurück. In diesem Abschnitt sind im Profil APE zwei dunkelrote Tonhorizonte eingeschaltet. Alter: Top der *H. planispira*-Zone und basale *T. primula/H. rischi*-Zone (Top des Unteralb und basales Mittelalb).

3.4.2 Einheit 6: Redox-Zyklen (Profile APE und FI; Abb. 2, Section IV. 3 Zyklen aus dem unteren Teil der Einheit von Profil APE sind im Abschnitt „Redox Cycles" von Abb. 5 dargestellt. Die Basis der Einheit 6 ist in Abb. 5 nicht erfaßt (Schichtlücke))

Die Redox-Zyklen werden von einem markanten 1,3 m mächtigen Schwarzmergel-Horizont eingeleitet, der als lithostratigraphischer Marker im gesamten Umbrisch-Marchischen Becken ausgebildet ist. In diesen Horizont ist im Profil FI eine geringmächtige grüngraue Mergellage zwischengeschaltet (Abb. 2).

Darüber folgt eine 25,7 m mächtige Serie aus symmetrischen Redox-Zyklen. Diese zeigen im Idealfall folgende Sequenz: hellgrüner mergeliger Kalk - grüngrauer Kalkmergel - grüngrauer Mergel - dunkel grüngrauer Mergel - schwarzer Mergel - dunkel grüngrauer Mergel - grüngrauer Mergel - grüngrauer Kalkmergel - hellgrauer mergeliger Kalk. Die dunkel grüngrauen Mergel sind meist von *Chondrites* und *Planolites* durchsetzt. Die 30-50 cm mächtigen mergeligen Kalkbänke, die im Gelände aufgrund stärkerer Verwitterungsresistenz hervortreten, stellen Endmembers von Bündeln aus mehreren Kleinzyklen dar. Diese Bündel bestehen aus einem auffallend mächtigen (25-50 cm) feinlaminierten Schwarzmergel-Horizont im Zentrum und flankierenden kleinmaßstäblichen Redox-Zyklen aus geringermächtigen (3-20 cm) grünen, dunkel grüngrauen und schwarzen homogenen Mergeln. Über dem basalen Schwarzmergel-Horizont treten elf mächtige Schwarzmergel-Lagen periodisch in Abständen von 0,6 bis 3,1 m, im Mittel im Abstand von 2 m auf; ein streng zyklisches Auftreten ist jedoch nicht erkennbar (Abb. 2). Die Redox-Zyklen zeichnen sich durch eine ausgesprochene Radiolarien-Armut aus. Alter: untere *T. primula/H. rischi*-Zone bis basale *T. praeticinensis*-Subzone (Mittelalb bis basales Oberalb).

Nach geochemischen Analysen von Premoli Silva, Erba & Tornaghi (1989) an zeitgleichen und lithologisch äquivalenten Zyklen im Piobbico Core spiegeln die Redox-Zyklen Fluktuationen der Primärproduktivität wider, die den kleinmaßstäblichen Zyklen aus grünen und schwarzen Mergeln zugrunde liegen. Sie werden von Fluktuationen der Karbonatproduktivität überlagert, die sich in den hellgrauen kalkigen Endmembers eines Bündels abzeichnen. Gemäß den Autoren stellt das Unter- bis Mittelalb eine Periode mit globalen Warmwasserbedingungen, stark verminderter Ventilation des Tiefenwassers und geringer bis mäßiger Fertilität dar. Die schwarzen Mergel im allgemeinen und insbesondere die laminierten Schwarzmergel im Zentrum eines Bündels wurden demnach in Zeiten mäßiger Fertilität gebildet. Infolge der geringen Wasserzirkulation konnte nur ein Teil des produzierten organischen Materials abgebaut werden. Die nachfolgende Sauerstoff-Verarmung der tieferen Wasserschichten war für die Ablagerung und Speicherung des restlichen organischen Materials am Meeresboden verantwortlich. Im Gegensatz dazu wurde in Perioden geringer Fertilität nur wenig organische Substanz produziert, die am Meeresboden vollständig oxidiert werden konnte; solche Intervalle manifestieren sich in grünen Mergellagen.

3.5 MEMBER 5: OBERE KALK-MERGEL-WECHSELLAGERUNG

Member 5 ist aufgrund unterschiedlicher Sedimentationszyklen in 11 Einheiten (7-17) untergliedert; der oberste Teil von Einheit 17 sowie Einheit 18 gehören aus biostratigraphischen Gründen (Kap. 4) bereits zur Scaglia-Formation. Der untere Abschnitt bis zur Basis von Section V entspricht dem Profil FI, der gesamte darüberfolgende Teil dem Profil VN (Abb. 2, Sections V-VII; Detailprofile: Abb. 6 bis 8). Die Einheiten sind in den Detailprofilen nicht eingezeichnet.

3.5.1 Generelle Trends

Im Gegensatz zu den Mergel-dominierten Einheiten des unteren Teils der Scisti a Fucoidi wird der obere Abschnitt von einer kalkigeren Sedimentation bestimmt, und hellere Farben (grünlich, rötlich, grau bis weißlich) dominieren. Die 41,5 m mächtige Obere Kalk-Mergel-Wechsellagerung ist periodisch - nicht in streng zyklischen Abständen - von Redox-Zyklen und von $CaCO_3/SiO_2$-Zyklen überlagert. Beide Zyklen-Arten sind bündelweise eingeschaltet und nicht miteinander verknüpft.

Gegenüber den mächtigen Redox-Zyklen von Member 4 weisen die schwarzen Mergel der Oberen Kalk-Mergel-Wechsellagerung mit 2-5 cm eine viel geringere Mächtigkeit auf. Ferner tritt meist nur ein Schwarzmergel-Horizont innerhalb eines Redox-Zyklus auf. An dunkle Mergel angrenzende Kalke sind oft von *Planolites*, seltener von *Chondrites* durchsetzt. Die $CaCO_3/SiO_2$-Zyklen sind durch Radiolarien-Anreicherungen in der Mitte von Foraminiferen-reichen Kalkbänken oder in Mergellagen charakterisiert. Durch diagenetische Lösung und Wiederausfällung des SiO_2 infolge von pH-Wert-Schwankungen entstanden aus Radiolarien-Biomikriten zunächst unvollständig randlich verkieselte Lagen und schließlich amorphe cherts. Der Karbonatgehalt nimmt in der Abfolge nach oben kontinuierlich zu, der Tongehalt entsprechend ab; die Kalkbänke werden mächtiger, die Mergellagen geringermächtig.

Die Kalk-Mergel-Paare spiegeln Fluktuationen der Karbonatproduktivität wider. Diese Schwankungen drücken sich allein in der Häufigkeit der Nannoconiden aus, da der Anteil an planktonischen Foraminiferen im Sediment unabhängig von der Lithologie sehr hoch ist, was eine generell hohe Produktivität von kalkigem Mikroplankton belegt. Planktonische Foraminiferen fehlen lediglich in Radiolarien-Anreicherungshorizonten, die v. a. in Foraminiferen-Biomikrite, nur selten dagegen in Mergellagen eingeschaltet sind. Diese Horizonte gehen auf eine kurzzeitig erhöhte Produktivität von kieseligem Plankton im Oberflächenwasser bei unverändert hoher Produktion von kalkigen Nannofossilien und planktonischen Foraminiferen zurück. Die kalkigen Gehäuse wurden jedoch synsedimentär unter sauren pH-Bedingungen am Meeresboden gelöst. Die $CaCO_3/SiO_2$-Zyklen sind demnach durch Produktivitätsschwankungen von kalkigem Nannoplankton und kieseligem Mikroplankton bedingt (vgl. ARTHUR et al. 1984). Die geringmächtigen Redox-Zyklen repräsentieren entsprechend denen von Member 4 Fluktuationen der Primärproduktivität, die von Fluktuationen der Karbonatproduktivität überlagert sind. Im Gegensatz zu Member 4 sind die grünen und schwarzen Mergellagen eines gesamten Redox-Zyklus nur wenige cm mächtig, während die umgebenden Endmembers aus 20-30 cm dicken Kalkbänken bestehen. Dies deutet auf eine nur kurzzeitige Sauerstoff-Verarmung des Bodenwassers hin.

Die Obere Kalk-Mergel-Wechsellagerung reicht von der unteren *T. praeticinensis*-Subzone (unteres Oberalb) bis zur Basis der *R. brotzeni*-Zone (Alb/Cenoman-Grenze). Der lithologische Übergang von den Scisti a Fucoidi zur Scaglia Bianca ist graduell; die Basis der Scaglia wurde mit der Alb/Cenoman-Grenze gleichgesetzt.

3.5.2 Einheit 7 (Profil FI; Abb. 2)

2,7 m mächtige Kalk-Mergel-Wechsellagerung, im unteren Teil grünlich, darüber rötlich; die Mächtigkeit der Kalkbänke und Mergellagen schwankt zwischen 2 und 20 cm. Im rötlichen Abschnitt tritt detritischer Quarz auf. Radiolarien sind auf wenige Horizonte beschränkt. Alter: untere *T. praeticiensis*-Subzone (unteres Oberalb).

3.5.3 Einheit 8 (Profil FI; Abb. 2)

3,25 m mächtige, überwiegend grünliche Kalk-Mergel-Wechsellagerung, die von SiO_2-Zyklen überprägt ist; die drei eingeschalteten grüngrauen Kiesellagen folgen in großen Abständen aufeinander. Alter: untere *T. praeticinensis*-Subzone.

3.5.4 Einheit 9 (Profil FI; Abb. 2)

4,5 m mächtige, graue Kalk-Mergel-Wechselfolge, modifiziert durch Redox-Zyklen und $CaCO_3/SiO_2$-Zyklen. Bankdicke der Kalke 10-26 cm, der Mergel 2-7 cm. Die Kalke alternieren fast ausschließlich mit schwarzen Mergeln, grüne Mergel fehlen meist. Graue Kiesellagen sind in jede zweite Kalkbank eingeschaltet. Die oberen 1,25 m dieser Abfolge, die stark stylolithisiert sind, weisen nur eine SiO_2-Lage auf. Der Top der Einheit ist durch die vorerst letzte Schwarzmergel-Lage charakterisiert. Alter: mittlere *T. praeticinensis*-Subzone.

3.5.5 Einheit 10 (Profil FI; Basis von Section V in Abb. 2; Basis von Abb. 6)

3,20 m mächtige, graue, stark von Drucklösung überprägte Kalk-Mergel-Wechsellagerung mit zyklisch in geringen Abständen eingeschalteten grauen SiO_2-Lagen. Bankdicke der Kalke: 20-30 cm, Mächtigkeit der Mergel: 2-4 cm. Die Kalke sind schichtparallel von „smooth stylolites" durchzogen, die ehemalige Mergellagen markieren. Alter: mittlere bis obere *T. praeticinensis*-Subzone.

3.5.6 Einheit 11 (Profil VN; Section V und Basis von Section VI in Abb. 2; Abb. 6 und Basis von Abb. 7)

6 m mächtige, überwiegend rötliche, untergeordnet grünliche Wechsellagerung aus Kalken, Kalkmergeln und Mergeln, überprägt von SiO_2-Zyklen, die im Abstand von 75-88 cm auftreten. Nur ein Redox-Zyklus unterbricht diese Sedimentation in der Mitte der Abfolge. Bankdicke der Kalke 8-12 cm, der Mergel 2-6 cm. Die Einheit ist an Basis und Top von 25 cm mächtigen roten Mergellagen begrenzt. Von dieser Einheit bis zum Top der Scisti a Fucoidi finden sich die SiO_2-Peaks in allen Übergängen von Radiolarien-Biomikriten bzw. Radiolarienreichen Mergeln über eine unvollständige Verkieselung der Kalke bis zu cherts. Alter: obere *T. praeticinensis*-Subzone bis untere *R. ticinensis*-Zone (mittleres bis oberes Oberalb).

3.5.7 Einheit 12 (Profil VN; unterer Teil von Section VI in Abb. 2; unterer Profilabschnitt in Abb. 7)

1,2 m mächtige Kalk-Mergel-Abfolge aus drei 4-8 cm mächtigen, grünlichen Kalk-Mergel-Paaren. Die Wechsellagerung beginnt mit einer 15 cm mächtigen hellgrauen Kalkbank und wird am Top von einer 18 cm mächtigen hellen Kalkbank begrenzt, die von einer grauen SiO_2-Lage durchzogen ist. Alter: mittlere *R. ticinensis*-Zone (oberes Oberalb).

3.5.8 Einheit 13 (Profil VN; oberer Teil von Section VI und Basis von Section VII in Abb. 2; oberer Profilabschnitt in Abb. 7 und unterer Abschnitt in Abb. 8)

3,8 m mächtige, grünliche und rötliche Kalk-Mergel-Wechsellagerung, in unregelmäßigen Abständen von Redox-Zyklen durchsetzt. Die Mächtigkeit der Schwarzmergel der oberen Kalk-Mergel-Wechsellagerung der Scisti a Fucoidi ist mit 2-5 cm generell geringermächtig als die der Redox-Zyklen

von Member 4. Radiolarien sind untergeordnet in manchen Mergeln zu finden, unabhängig von der Lithologie; SiO_2-Lagen sind dagegen nicht ausgebildet. Alter: mittlere und obere *R. ticinensis*-Zone (oberes Oberalb).

3.5.9 Einheit 14 (Profil VN; Mittelteil von Section VII in Abb. 2; mittlerer Profilabschnitt in Abb. 8)

2,5 m mächtige, rötliche und grünliche Kalk-Mergel-Wechsellagerung mit bündelweise auftretenden Radiolarien-Peaks, die an keine bestimmte Lithologie gebunden sind. Schwarzmergel fehlen. Die Bankdicke der Kalke nimmt nach oben leicht zu. Alter: Top der *R. ticinensis*-Zone und basale *R. appenninica*-Zone (oberes Oberalb und basales Vraconnian).

3.5.10 Einheit 15 (Profil VN; oberer Teil von Section VII in Abb. 2; oberer Profilabschnitt in Abb. 8)

2,9 m mächtige, grünliche und hellgraue Kalk-Mergel-Wechsellagerung, modifiziert durch $CaCO_3$/SiO_2-Zyklen wie in Einheit 14. Im unteren Teil treten außerdem Redox-Zyklen auf. Helle Scaglia-ähnliche, bis 25 cm mächtige Kalke treten hier erstmals auf. Alter: untere *R. appenninica*-Zone (unteres Vraconnian).

3.5.11 Einheit 16 (Profil VN; Abb. 2)

2,5 m mächtige, grünliche Kalk-Mergel-Wechselfolge, im unteren und oberen Teil von Redox-Zyklen modifiziert. Alter: untere *R. appenninica*-Zone.

3.5.12 Einheit 17 (Profil VN; Abb. 2)

9 m mächtige, schwach rötliche bis hellgraue Kalk-Mergel-Wechsellagerung mit in größeren Abständen bündelweise eingeschalteten SiO_2-Zyklen. $CaCO_3$-Gehalt und Mächtigkeit der Scaglia-ähnlichen Kalkbänke nehmen rasch zu, parallel dazu geht die Mächtigkeit der Mergellagen zurück. Am Top der Einheit, die aufgrund des Erstauftretens von *R. brotzeni* bereits ins Untercenoman und damit zur Scaglia Bianca gehört, werden die Kalkbänke nur noch von Stylolithen unterteilt. Alter: mittlere und obere *R. appenninica*-Zone und Basis der *R. brotzeni*-Zone (oberes Vraconnian und Untercenoman).

3.5.13 Einheit 18 (Profil VN; Abb. 2)

6,5 m mächtige, weißliche Scaglia-Kalke mit Mergelfugen. Im unteren Teil finden sich die letzten 3 dunkelgrauen Mergel, die unmittelbar von weißlichen Kalkbänken umgeben sind. Im oberen Abschnitt setzen die ersten roten Kiesellagen ein, die für die basale Scaglia Bianca charakteristisch sind. Alter: untere *R. brotzeni*-Zone (Untercenoman).

Deutliche Faziesunterschiede der Scisti a Fucoidi zwischen den beprobten Profilen APE, FI und VN und der im Piobbico Core durchteuften Abfolge, die sich v. a. in der Sedimentation organischer Substanz (Redox-Zyklen) und Radiolarien ($CaCO_3$/SiO_2-Zyklen) niederschlagen, zeichnen sich besonders stark im Selli Level und in der *T. praeticinensis*-Subzone ab. Die lithologischen Unterschiede könnten durch das noch nicht völlig ausgeglichene jurassische Blockschollen-Relief am Meeresboden verursacht sein. Erst im oberen Oberalb herrschten über weite Bereiche einheitliche Bedingungen.

4. BIOSTRATIGRAPHIE

Die Biostratigraphie basiert auf einer Zonengliederung mit planktonischen Foraminiferen, die nach Sliter (1989) vorgenommen wurde. Mit Ausnahme der Aufschlußlücke, die das obere Oberapt und basale Unteralb umfaßt, konnten alle von Sliter für den Zeitbereich Apt/Alb aufgestellten Zonen der niedrigen Breiten in den untersuchten Profilen nachgewiesen werden.

Biozonen von der Basis zum Top

1. *Globigerinelloides duboisi*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Globigerinelloides duboisi* (Chevalier)
Obergrenze: Erstauftreten von *Globigerinelloides blowi* (Bolli)
Zonenart: partial range zone
Alter: Unterapt
Mächtigkeit des beprobten Abschnitts: 3 m
Reichweite im Übersichtsprofil: oberste Maiolica-Formation; die Untergrenze wurde bei der Beprobung nicht erfaßt.

2. *Globigerinelloides blowi*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Globigerinelloides blowi* (Bolli)
Obergrenze: Erstauftreten von *Leupoldina cabri* (Sigal)
Zonenart: partial range zone
Alter: Unterapt
Mächtigkeit im Übersichtsprofil: 5,5 m
Reichweite im Übersichtsprofil: von den obersten Lagen der Maiolica-Formation bis zur Mitte der Einheit 2; umfaßt die gesamte Einheit 1.

3. *Leupoldina cabri*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Leupoldina cabri* (Sigal)
Obergrenze: Erstauftreten von *Globigerinelloides ferreolensis* Moullade
Zonenart: partial range zone
Alter: basales Oberapt
Mächtigkeit: 1,5 m
Reichweite: oberer Teil der Einheit 2 und Basis von Einheit 3

4. *Globigerinelloides ferreolensis*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Globigerinelloides ferreolensis* Moullade
Obergrenze: Erstauftreten von *Globigerinelloides algerianus* Cushman & Ten Dam
Zonenart: partial range zone
Alter: unteres Oberapt
Mächtigkeit: 4,5 m
Reichweite: unterer Teil der Einheit 3 (ohne Basis)

5. *Globigerinelloides algerianus*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Globigerinelloides algerianus* Cushman & Ten Dam
Obergrenze: Aussterben von *G. algerianus*
Zonenart: total range zone
Alter: mittleres Oberapt
Mächtigkeit: 8,75 m
Reichweite: mittlerer Teil der Einheit 3

6. *Hedbergella trocoidea*-Zone

Untergrenze: Aussterben von *Globigerinelloides algerianus* Cushman & Ten Dam
Obergrenze: nicht aufgeschlossen; im Piobbico Core: Erstauftreten von *Ticinella bejaouaensis* Sigal
Zonenart: partial range zone
Alter: oberes Oberapt
Mächtigkeit des beprobten Profilabschnitts: 4,5 m
Reichweite: oberer Teil von Einheit 3 (ohne Top)

Bemerkungen: Die Zone entspricht zeitlich der *Hedbergella gorbachikae*-Zone von Sliter. Da *H. gorbachikae* in den beprobten Profilen sehr selten, *H. trocoidea* dagegen häufig erscheint, wurde die Zone nach der häufigeren *Hedbergella*-Art benannt (vgl. Tornaghi et al. 1989). Die Mächtigkeit der Zone beträgt im Piobbico Core 2,45 m, im beprobten Profil dagegen 4,5 m.

Die total range zone von *Ticinella bejaouaensis* Sigal ist in den beprobten Profilen nicht aufgeschlossen. Die Zone reicht nach Sliter (1989) bis an die Apt/Alb-Grenze; nach Tornaghi et al. (1989) hingegen liegt die Apt/Alb-Grenze im Piobbico Core in der oberen *T. bejaouaensis*-Zone. Aufgrund der schlecht erhaltenen planktonischen Foraminiferen in diesem Abschnitt läßt sich die Apt/Alb- Grenze nicht eindeutig festlegen.

7. *Hedbergella planispira*-Zone

Untergrenze: nicht aufgeschlossen; im Piobbico Core: Aussterben von *Ticinella bejaouaensis* Sigal
Obergrenze: Erstauftreten von *Ticinella primula* Luterbacher und *Hedbergella rischi* Moullade
Zonenart: partial current range zone
Alter: Unteralb
Mächtigkeit des beprobten Profilabschnitts: 2 m
Reichweite: Einheit 4 und unterer Teil der Einheit 5

Bemerkungen: Im Oberapt kommen bereits kleine Vorläufer-Formen von *Hedbergella planispira* vor (*H.* cf. *planispira*), aus denen das Zonenleitfossil allmählich hervorgegangen ist. Deshalb kann die Untergrenze der Zone mit der Leitform nur ungenau festgelegt werden. Die *H. planispira*-Zone, von Sliter (1989) als partial range zone bezeichnet, ist daher nur eine partial current range zone.

H. planispira ist in dieser an planktonischen Foraminiferen stark verarmten Zone die einzige charakteristische Art. Die *H. planispira*-Zone ist im Piobbico Core 4,43 m mächtig.

8. *Ticinella primula/Hedbergella rischi*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Ticinella primula* Luterbacher und *Hedbergella rischi* Moullade
Obergrenze: Erstauftreten von *Ticinella praeticinensis* Sigal
Zonenart: partial range zone
Alter: Mittelalb
Mächtigkeit: 25,75 m
Reichweite: oberer Teil der Einheit 5 und Einheit 6 nahezu bis zum Top

9 a. *Biticinella subbreggiensis*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Biticinella subbreggiensis* Sigal s. str.
Obergrenze: Erstauftreten von *Biticinella breggiensis* (Gandolfi)
Zonenart: total range zone
Alter: unteres Oberalb
Mächtigkeit: 15,75 m
Reichweite: vom Mittelteil der Einheit 7 bis zum unteren Mittelteil der Einheit 11

9 b. *Biticinella breggiensis*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Biticinella breggiensis* (Gandolfi) bzw. Aussterben von *Biticinella subbreggiensis* Sigal
Obergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi)
Zonenart: partial range zone
Alter: mittleres Oberalb
Mächtigkeit: 2 m
Reichweite: Mittelteil der Einheit 11

Subzonen zu den Zonen 9a und 9b:

Ticinella praeticinensis-Subzone

Untergrenze: Erstauftreten von *Ticinella praeticinensis* Sigal
Obergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora subticinensis* (Gandolfi)
Zonenart: partial range subzone
Alter: unteres Oberalb
Mächtigkeit: 19,75 m
Reichweite: vom obersten Teil der Einheit 6 bis zum Mittelteil der Einheit 11

Rotalipora subticinensis-Subzone

Untergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora subticinensis* (Gandolfi)
Obergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi)
Zonenart: partial range subzone
Alter: mittleres Oberalb
Mächtigkeit: 1,25 m
Reichweite: Mittelteil der Einheit 11

Bemerkungen zur *B. subbreggiensis*- und *B. breggiensis*-Zone und zur *T. praeticiensis*- und *R. subticinensis*-Subzone:

Sliter (1989) hat in diesem Zeitabschnitt nur eine *Biticinella breggiensis*-Zone etabliert, die er in die *Ticinella praeticinensis*-Subzone und in die *Rotalipora subticinensis*-Subzone untergliedert hat. Diese Gliederung mußte in den untersuchten Profilen FI und VN aus zwei Gründen modifiziert werden:

1. Mit *Biticinella breggiensis* kann keine Zonen-Untergrenze festgelegt werden, da diese Form zunächst mit nur sehr kleinen Gehäusen auftritt, die Sigal (1966) als eigenständige Art, *Biticinella subbreggiensis*, beschrieben hat. Daraus entwickeln sich allmählich die sehr großen Gehäuse der *B. breggiensis* (Gandolfi), die sich durch eine stark verbreiterte Endkammer und eine äquatoriale Mündung auszeichnen.

Daher wurden im Übersichtsprofil (Abb. 2) eine *B. subbreggiensis*-Zone und eine *B. breggiensis*-Zone ausgeschieden. Die Untergrenze der *B. breggiensis*-Zone wurde in dem Horizont festgelegt, worin erstmals mehrere typische Gehäuseformen von *B. breggiensis* auftreten. *Biticinella subbreggiensis* kommt mit winzigen Vorläuferformen vereinzelt schon in der *G. ferreolensis*-Zone und in der *T. primula*-Zone vor. Die Untergrenze wurde mit dem Erstauftreten der typischen, von Sigal (1966) beschriebenen Formen festgelegt. Die *B. subbreggiensis*-Zone ist sehr viel mächtiger als die *B. breggiensis*-Zone.

2. Das Erstauftreten von *Biticinella subbreggiensis* und *T. praeticinensis* erfolgt nicht zeitgleich: *T. praeticinensis* tritt bereits 3,25 m unter dem Horizont auf, der das Erstauftreten von *B. subbreggiensis* markiert. Dieser Abschnitt enthält somit kein Zonenleitfossil und ist lediglich durch das Leitfossil der Subzone *T.*

praeticinensis repräsentiert. Ferner erscheint *R. subticinensis* 50 cm höher im Profil als *B. breggiensis*.

T. praeticinensis präsentiert sich als bessere Leitform für das untere Oberalb als *B. subbreggiensis*, da sie vom Erstauftreten an in typischer Ausbildung erscheint. Der Übergang zu *R. subticinensis* erfolgte relativ rasch; die beginnende Kielbildung wurde in einem Profilabschnitt innerhalb weniger cm beobachtet.

10. *Rotalipora ticinensis*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI)
Obergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora appenninica* (RENZ)
Zonenart: partial range zone
Alter: oberes Oberalb
Mächtigkeit: 8,25 m
Reichweite: vom oberen Mittelteil der Einheit 11 bis zum basalen Teil der Einheit 14

11. *Rotalipora appenninica*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora appenninica* (RENZ)
Obergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora brotzeni* (SIGAL)
Zonenart: partial range zone
Alter: Vraconnian
Mächtigkeit: 14 m
Reichweite: vom unteren Teil der Einheit 14 bis zum oberen Teil der Einheit 17

12. *Rotalipora brotzeni*-Zone

Untergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora brotzeni* (SIGAL)
Obergrenze: Erstauftreten von *Rotalipora reicheli* (MORNOD)
Zonenart: partial range zone
Alter: Untercenoman
Mächtigkeit des beprobten Abschnitts: 8,75 m
Reichweite im Übersichtsprofil: oberster Teil der Einheit 17 sowie Einheit 18 (Scaglia).

5. VERTEILUNG UND ENTWICKLUNG DER PLANKTONISCHEN FORAMINIFEREN IN DEN DETAILPROFILEN

(Sections I-VII im Gesamtprofil, Abb. 2)

In ausgewählten Detailprofilen, die die unterschiedlichen lithologischen Wechselfolgen der 5 Members repräsentieren, ist die Verteilung der planktonischen Foraminiferen im Balkendiagramm dargestellt. Erstauftreten und Aussterben der Arten sind - mit Ausnahme von Abb. 3, in der eine Punktverteilung dargestellt ist - durch einen Querbalken gekennzeichnet.

5.1 SECTION I, MEMBER 1, EINHEIT 1

(Unterer Teil von Abb. 3: Wechsellagerung von Radiolarien-Siltsteinen und Schwarzschiefern)

Das Unterapt (*G. duboisi*-Zone und *G. blowi*-Zone) ist durch kleine, glattschalige Hedbergellen *(H. sigali, H. similis, H. occulta*) und 4- bis 6-kammerige *Globigerinelloides*-Arten (*G. duboisi, G. gottisi, G. maridalensis, G. blowi*) gekennzeichnet. Diese Formen sind in den obersten dunklen Mergeln der Maiolica bereits vorhanden. Sie stellen die charakteristische Fauna der basalen grünlichgrauen Mergel und der meisten grünen Tonstein-Lagen des Selli Levels dar. Einige Exemplare wurden in den Schwarzschiefern des oberen Teils beobachtet; *Hedbergella* cf. *planispira* und *Hedbergella praetrocoidea* treten hier sogar erstmalig auf. *Hedbergella sigali*, eine Leitform des Barreme, aus der sich *H. praetrocoidea* wahrscheinlich entwickelt hat, stirbt dagegen in diesem Niveau aus. In den Radiolarien-Siltsteinen fehlen planktonische Foraminiferen völlig.

Planktonische Foraminiferen sind in der obersten Maiolica und im Selli Level generell selten, da in diesem Abschnitt kieseliges Plankton (Radiolarien) dominiert.

5.2 SECTION I, MEMBER 1, EINHEIT 2

(Oberer Teil von Abb. 3: Wechsellagerung von grüngrauen Kalken und Mergeln)

Einheit 2 ist durch einen ersten Diversitätsanstieg der planktonischen Foraminiferen nach dem OAE 1 gekennzeichnet. In den basalen grüngrauen Mergeln und Kalkmergeln von Einheit 2 (Unterapt) liegt zunächst noch nahezu dieselbe Assoziation wie im Selli Level vor. Direkt unter der Unterapt/Oberapt-Grenze steigt die Hedbergellen-Diversität leicht an: *H. delrioensis* und *H. hagni* kommen hinzu. In der *Globigerinelloides*-Assoziation erscheint mit *G. aptiense* erstmals eine größere Form. *Leupoldina cabri*, das Zonenleitfossil des unteren Oberapt, wurde nur sehr selten beobachtet (vgl. COCCIONI et al. 1989 a). Häufiger erscheint die morphotypisch ähnliche *Schackoina* cf. *hermi*.

Die Häufigkeit der planktonischen Foraminiferen nimmt vom Top des Selli Levels bis zur Mitte der Einheit 2 zu, geht in ihrem oberen Teil zurück und steigt an der Basis von Einheit 3 erneut an.

Abb. 3: Selli Level (Profil APE); entspricht Section I in Abb. 2.
G. f. = *G. ferreolensis*; Benthonic Forams Diversity Number of Taxa = Diversität der benthonischen Foraminiferen; Zahl der identifizierten Taxa; P. F./B.F. Ratio = Verhältnis planktonischer zu benthonischen Foraminiferen; Abundance of Radiolarians = Häufigkeit der Radiolarien. Legende s. Abb. 9.

FORMATION | MAIOLICA | SCISTI A FUCOIDI

MEMBER | limestone | Selli Level | limestone/marlstone alternation

AGE | EARLY APTIAN | LATE APTIAN

PLANKTONIC FORAMS ZONES | *G. blowi* | *L. cabri*

THICKNESS (m) | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6

COLOR CHART

LITHOLOGY

Hedbergella sigali
Hedbergella similis
Hedbergella occulta
Globigerinelloides blowi
Globigerinelloides duboisi
Globigerinelloides maridalensis
Hedbergella cf. *planispira*
Hedbergella infracretacea
Hedbergella hagni
Hedbergella praetrocoidea
Hedbergella delrioensis
Globigerinelloides aptiense
Hedbergella hispaniae
Leupoldina cabri
Schackoina cf. *hermi*
Globigerinelloides ferreolensis
Bticinella subbreggiensis
primitive agglutinants
Glomospira charoides
Glomospira gordialis
Glomospira gaultina
Ammodiscus cretaceus
Ammodiscus siliceus
Lituotuba incerta
Hormosina ovulum
Haplophragmoides concavus
Haplophragmoides kirki
Ammobaculites subcretaceus
Trochammina sp.
Dorothia ? hostaensis
Dorothia ouachensis
Dorothia cf. *smokyensis*
Nodosaria limbata
Nodosaria nuda
Dentalina communis
Dentalina cylindroides
Dentalina gracilis
Dentalina nana
Dentalina oligostegia
Dentalina soluta
Lagena apiculata
Lagena globosa
Lenticulina gaultina
Lenticulina inornata
Lenticulina rotulata
Lenticulina saxocretacea
Astacolus crepidulus
Astacolus gratus
Astacolus planiusculus
Planularia complanata
Pseudonodosaria mutabilis
Glandulina cylindracea
Glandulina parallela
Saracenaria italica
Saracenaria triangularis
Globulina prisca
Gyroidina nitida
Gavelinella barremiana
Gavelinella intermedia

BENTHONIC FORAMS DIVERSITY NUMBER OF TAXA | 0 | 11 | 22

P.F./B.F. RATIO | 0 | 50 | 100

ABUNDANCE OF RADIOLARIANS | 0 | 30% | 60

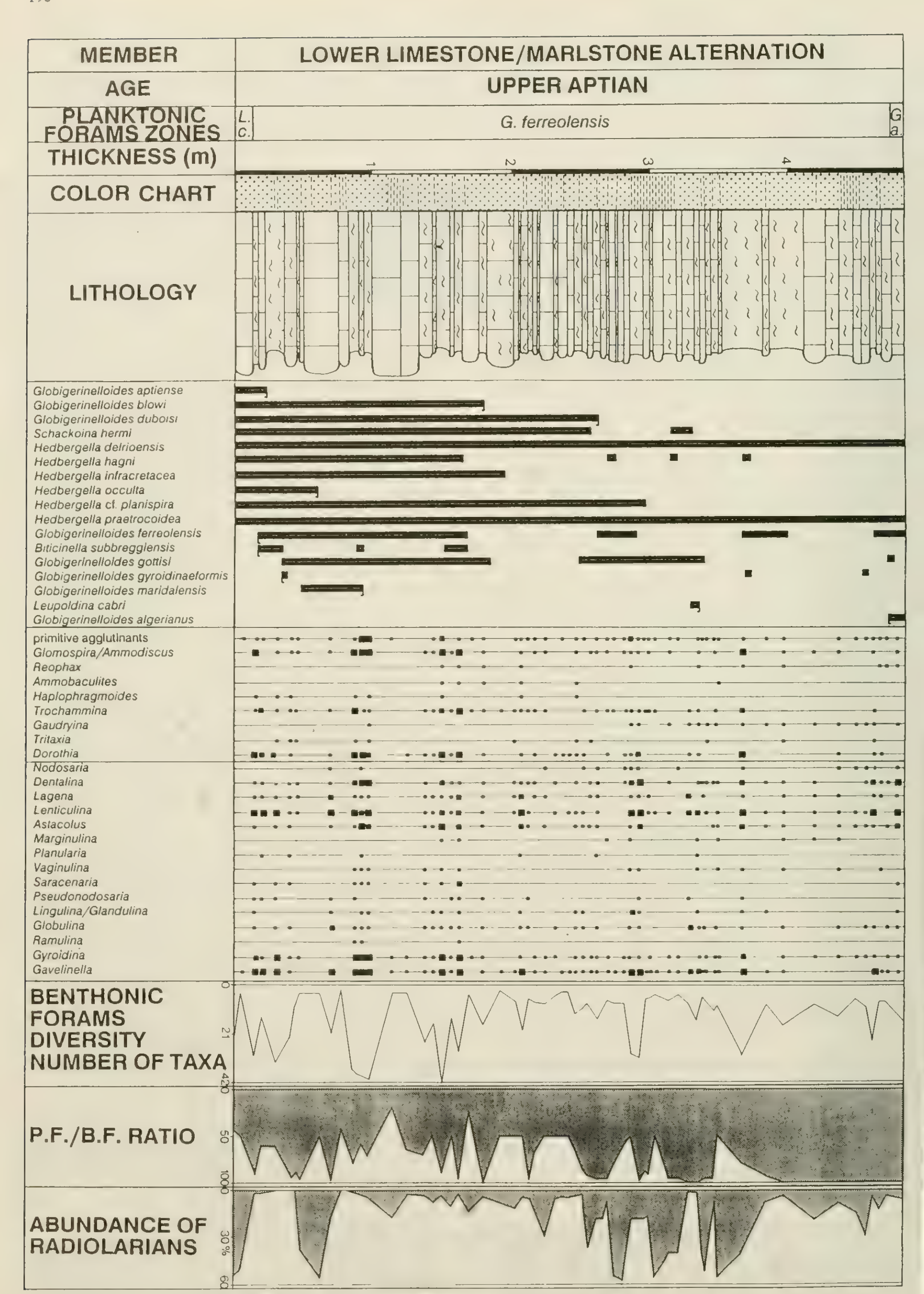


Abb. 4: Untere Kalk-Mergel-Wechsellagerung (Profil APE); entspricht Section II in Abb. 2.
L. c. = *L. cabri*; G. a. = *G. algerianus*. Legende s. Abb. 9.

5.3 SECTION II, MEMBER 2, UNTERER TEIL VON EINHEIT 3 (Abb. 4)

Section II umfaßt die *G. ferreolensis*-Zone. Sie wird mengenmäßig von *Hedbergella praetrocoidea*, *H. delrioensis*, *H.* cf. *planispira*, *H. infracretacea* sowie vom Zonenleitfossil bestimmt. In dieser Zone sterben die häufig auftretenden planktonischen Leitformen des Unterapt *Globigerinelloides aptiense*, *G. maridalensis*, *G. blowi*, *G. duboisi* und *Hedbergella occulta* aus. Im oberen Teil von Section II wurde die seltene *Leupoldina cabri* letztmals beobachtet. *Globigerinelloides ferreolensis*, eine 6- bis 7-kammerige Form, ging wahrscheinlich aus der kleineren *G. duboisi* hervor. Neben dem Zonenleitfossil kommt *Globigerinelloides gyroidinaeformis*, eine Form mit kompaktem, annähernd kugeligem Gehäuse, neu hinzu. Diese Art ist möglicherweise verwandt mit den damit vergesellschafteten sehr kleinen Vorläufer-Formen von *Biticinella subbreggiensis*. Der Trend zur Entwicklung größerer Gehäuse wird in der *Globigerinelloides*-Assoziation mit dem Erstauftreten von *G. algerianus* am Top von Section II für das Oberapt beendet. Die Hedbergellen-Assoziation bleibt dagegen konstant. *H. praetrocoidea* entwickelt allmählich größere Gehäuse.

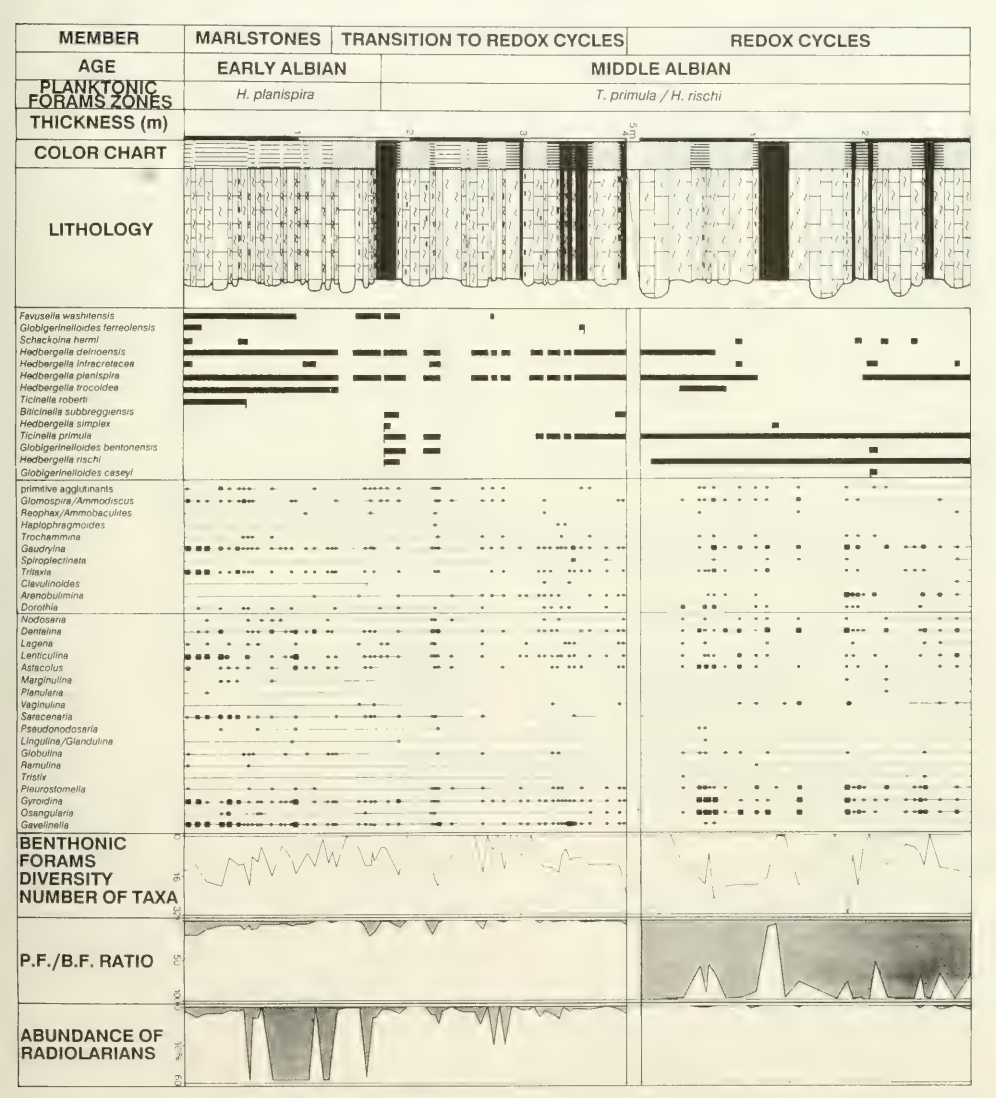


Abb. 5: Unterer Teil (unter der Aufschlußlücke): Bräunliche Mergel (Marlstones) und Übergang zu den Redox-Zyklen (Transition to Redox Cycles) im Profil APE; entspricht Section III in Abb. 2. Oberer Teil (über der Aufschlußlücke): Redox-Zyklen im Profil APE; entspricht Section IV in Abb. 2. Legende s. Abb. 9.

Der evolutive Trend von *Hedbergella* und *Globigerinelloides* von kleinen, wenig-kammerigen, dünnschaligen Gehäusen im Unterapt zu etwas größeren, mehrkammerigen Formen mit dickerer Schale im unteren Oberapt wird als erste Radiation der planktonischen Foraminiferen nach dem OAE 1 angesehen.

Die Häufigkeit der planktonischen Foraminiferen schwankt im unteren und mittleren Teil der *G. ferreolensis*-Zone, wobei die Organismen überwiegend in den karbonatärmeren Intervallen konzentriert und daher nicht positiv mit dem Karbonatgehalt korreliert sind. Im oberen Abschnitt erscheinen sie dagegen konstant in großen Häufigkeiten, unabhängig vom Karbonatgehalt. *Hedbergella* ist in der gesamten *G. ferreolensis*-Zone häufiger als *Globigerinelloides*.

5.4 SECTION III, MEMBER 3, EINHEIT 4
(unterer Teil von Abb. 5: Abschnitt „Marlstones")

Das Unteralb (oberer Teil der *H. planispira*-Zone) ist durch sehr kleine, generell schlecht erhaltene planktonische Foraminiferen charakterisiert. Diese Zwergfauna besteht großenteils aus *Hedbergella planispira, H. delrioensis* und *H. infracretacea*. Begleitend kommen *Hedbergella trocoidea, Ticinella roberti* und *Favusella washitensis* vor, nur noch vereinzelt dagegen *Globigerinelloides ferreolensis. Ticinella roberti* tritt letztmals auf.

Alle planktonischen Foraminiferen zeigen Anlösungserscheinungen. Auffallend ist die geringe Gehäusegröße der normalerweise großen Formen von *H. trocoidea* und *T. roberti.* Die geringe Häufigkeit ist auf Lösungsvorgänge am Meeresboden zurückzuführen, die bereits während der Sedimentation der Schalen wirksam waren.

5.5 SECTION III, MEMBER 4, EINHEIT 5
(Mittelteil von Abb. 5: Abschnitt „Transition to Redox Cycles")

Die Armut an planktonischen Foraminiferen setzt sich im obersten Unteralb und basalen Mittelalb fort. Die Gehäuse sind auch hier z. T. bis zur Unkenntlichkeit angelöst. Vier lithologisch völlig unterschiedliche Schichten enthalten hingegen keinerlei planktonische Foraminiferen: die höchste Kalkbank der *H. planispira*-Zone, der erste Schwarzmergel-Horizont (an der Grenze Unteralb/Mittelalb), die letzte rötliche Mergellage der Einheit und ein dunkel grüngrauer Kalkmergel der untersten *T. primula*-Zone.

Zur Assoziation der Einheit 4 kommen die Zonenleitfossilien *Ticinella primula* und *Hedbergella rischi* sowie *Globigerinelloides bentonensis* und kleine Vorläuferformen von *Biticinella subbreggiensis* hinzu. *Globigerinelloides ferreolensis* erscheint letztmals im obersten Teil der Einheit.

5.6 SECTION IV, MEMBER 4, EINHEIT 6
(oberer Teil von Abb. 5: Abschnitt „Redox Cycles"; Abb. 5 a)

Im Gegensatz zu den Redox-Zyklen von Einheit 5 zeichnen sich die ähnlichen Lithologien der Einheit 6 (*T. primula/H. rischi*-Zone) durch eine überwiegend gut erhaltene planktonische Foraminiferen-Fauna aus, die durch große Häufigkeit,



Abb. 5 a: Vollständiger Redox-Zyklus aus Member 4 mit Artenspektrum der Foraminiferen. Der Zyklus liegt an der Basis von Section IV in Abb. 2 bzw. an der Basis des oberen Teils von Abb. 5, direkt über der Aufschlußlücke. Legende s. Abb. 9.



Abb. 6: Obere Kalk-Mergel-Wechsellagerung (Profil VN); entspricht Section V in Abb. 2.

Arenaceous/Calcareous Benth. Forams Ratio = Verhältnis sandschaliger zu kalkschaliger benthonischen Foraminiferen. Legende s. Abb. 9

aber geringe Diversität charakterisiert ist. Die Assoziation setzt sich aus kleinen Hedbergellen (*H. planispira, H. delrioensis, H. infracretacea*) und den nur geringfügig größeren Zonenleitfossilien *Ticinella primula* und *Hedbergella rischi* zusammen. Bedeutend größere Gehäuse besitzen die *Globigerinelloides*-Arten *G. bentonensis*, eine häufig beobachtete Form, und *G. caseyi*, die hier erstmals auftritt, aber nur sporadisch erscheint.

Planktonische Foraminiferen kennzeichnen sämtliche Lithologien eines Redox-Zyklus mit Ausnahme der mächtigen laminierten Schwarzmergel-Horizonte im Zentrum eines Bündels, in denen die Gehäuse starke Anlösungserscheinungen zeigen und daher selten sind.

Generelle Trends der planktonischen Foraminiferen-Verteilung im Zeitraum vom unteren Oberalb zum Untercenoman: Planktonische Foraminiferen beherrschen das Faunenspektrum in diesem Zeitabschnitt. Sie sind meist gut erhalten und treten lithologisch unabhängig stets in großen Häufigkeiten auf. Lediglich in Radiolarien-Anreicherungshorizonten in der Mitte von Kalkbänken bzw. in grünen Mergellagen sind sie infolge von Karbonatlösung am Meeresboden dezimiert. Die Diversitäten sind stets hoch. Im Oberalb findet mit der Entwicklung der gekielten *Rotalipora ticinensis* aus der ungekielten *Ticinella praeticinensis* über die teilweise gekielte *Rotalipora subticinensis* die zweite Radiation der planktonischen Foraminiferen nach dem OAE 1 statt.

5.7 SECTION V, MEMBER 5, EINHEIT 11 (Abb. 6)

Section V umfaßt die obere *T. praeticinensis*-Subzone, die gesamte *R. subticinensis*-Subzone und die basale *R. ticinensis*-Zone.

Die Assoziation planktonischer Foraminiferen in den roten und grünen Kalken und Kalkmergeln sowie in den roten Mergeln der oberen *T. praeticinensis*-Subzone wird von kleinen Formen (*Hedbergella planispira, H. delrioensis, Biticinella subbreggiensis, Ticinella primula, T. raynaudi raynaudi* und ab dem oberen Profilabschnitt *T. raynaudi aperta*) beherrscht. Sporadisch findet sich *Schackoina hermi* in diesem Größenspektrum. Größere Formen (*Globigerinelloides bentonensis, G. caseyi*) kommen zunächst nur vereinzelt vor. Mit dem Erstauftreten von *Biticinella breggiensis* in der obersten *T. praeticinensis*-Subzone, die nach oben rasch häufiger wird, sowie von *Rotalipora subticinensis* an der Basis der gleichnamigen Subzone beginnt die kontinuierliche Entwicklung von größeren und gekielten Gehäusen. Dieser Trend findet mit dem Erstauftreten von *Rotalipora ticinensis* und *Planomalina praebuxtorfi* an der Basis der *R. ticinensis*-Zone einen ersten Höhepunkt. Sporadisch vorkommende Formen wie *Favusella washitensis, Hedbergella simplex* und *H. hagni* beeinflussen diesen Trend nicht. Der mittlere und obere Teil von Section V ist durch das aufeinanderfolgende Aussterben von *Hedbergella trocoidea, Biticinella subbreggiensis, Ticinella praeticinensis* und *Ticinella primula* charakterisiert.

Bis auf wenige Ausnahmen sind in Section V keine wesentlichen Schwankungen in der Häufigkeit der planktonischen Foraminiferen zu erkennen. Die Kalke und angrenzenden Mergel weisen gleiche Häufigkeiten auf. Das Gleiche gilt für die roten, grünen und schwarzen Mergel, die nur in gewissen Profilabschnitten minimale Häufigkeitsunterschiede zeigen.

Eine deutliche Abweichung von dieser generellen Häufigkeitsverteilung in den Kalken und Mergeln des Oberalb zeichnet sich lediglich in der obersten *T. praeticinensis*-Subzone ab: in einigen, nicht aufeinander folgenden Kalkbänken und Mergellagen des roten Profilabschnittes fehlen planktonische Foraminiferen völlig. Im Gegensatz zu diesem noch ungeklärten Phänomen ist das Fehlen der planktonischen Foraminiferen in den rhythmisch eingeschalteten Radiolarien-Anreicherungshorizonten durch Karbonatlösung am Meeresboden bedingt. In der unmittelbaren Umgebung dieser Kieselplankton-Anreicherungen, die bis zu 60% Radiolarien enthalten, liegt die Foraminiferen-Assoziation stets als Zwergfauna vor.

5.8 SECTION VI, MEMBER 5, OBERER TEIL VON EINHEIT 11 BIS OBERER TEIL VON EINHEIT 13 (Abb. 7)

Section VI liegt gänzlich in der *R. ticinensis*-Zone.

In Section VI dominieren mengenmäßig planktonische Foraminiferen-Arten mit kleinen Gehäusen: *Hedbergella planispira, H. delrioensis, H. infracretacea, Ticinella raynaudi raynaudi, T. raynaudi aperta* sowie *T. raynaudi digitalis*, die im mittleren Profilabschnitt hinzukommt. Das Spektrum der großen planktonischen Foraminiferen wird noch beherrscht von *Biticinella breggiensis*, die bis zum obersten Viertel der Section VI kontinuierlich vorkommt, sowie von *Globigerinelloides bentonensis*, die sich ebenfalls über weite Abschnitte lückenlos verfolgen läßt. Im Gegensatz dazu erscheint *G. caseyi* nur sporadisch. Das Auftreten von *Favusella washitensis* hält nun über größere Profilabschnitte durch. In der oberen *R. ticinensis*-Zone wird diese Assoziation mit dem Erstauftreten von *Ticinella madecassiana* und *Praeglobotruncana delrioensis* ergänzt. Während *T. madecassiana* sofort in größerer Häufigkeit vorkommt und ohne Unterbrechung ins Vraconnian reicht, tritt *P. delrioensis* nur sporadisch auf. *Rotalipora ticinensis* ist generell noch selten.

Hedbergella rischi und *Rotalipora subticinensis* sterben in der unteren *R. ticinensis*-Zone aus; die sporadisch vorhandene *Planomalina praebuxtorfi* wurde letztmals in der oberen *R. ticinensis*-Zone angetroffen. *Schackoina cenomana*, eine nur vereinzelt beobachtete Form, die erst im Vraconnian häufiger wird, tritt erstmals in der unteren *R. ticinensis*-Zone auf.

Section VI unterliegt im Gegensatz zu Section V keinerlei Häufigkeitsschwankungen der planktonischen Foraminiferen; Peaks in der Radiolarien-Häufigkeit fehlen weitestgehend. Die roten, grünen sowie schwarzen Mergel enthalten auch hier eine reiche planktonische Foraminiferenfauna; in den roten Mergeln sind die Gehäuse oft die alleinigen Komponenten im Schlämmrückstand.

Abb. 7: Obere Kalk-Mergel-Wechsellagerung (Profil VN); entspricht Section VI in Abb. 2. Legende s. Abb. 9.


AGE
LATE ALBIAN
PLANKTONIC FORAMS ZONES
R. ticinensis
THICKNESS (m)
6
7
8
9
10
COLOR CHART
LITHOLOGY
Hedbergella delrioensis
Hedbergella planispira
Hedbergella simplex
Ticinella raynaudi raynaudi
Favusella washitensis
Hedbergella infracretacea
Hedbergella rischi
Globigerinelloides bentonensis
Globigerinelloides caseyi
Schackoina hermi
Biticinella breggiensis
Hedbergella hagni
Rotalipora subticinensis
Ticinella raynaudi aperta
Planomalina praebuxtorfi
Rotalipora ticinensis
Schackoina cenomana
Ticinella raynaudi digitalis
Ticinella madecassiana
Praeglobotruncana delrioensis
primitive agglutinants
Glomospira/Ammodiscus
Reophax/Ammobaculites
Spiroplectammina
Trochammina
Gaudryina
Spiroplectinata
Tritaxia
Clavulinoides
Arenobulimina
Dorothia
Marssonella
Quinqueloculina
Nodosaria
Dentalina
Lagena
Lenticulina
Astacolus
Marginulina
Planularia
Vaginulina
Saracenaria
Pseudonodosaria
Lingulina/Glandulina
Globulina
Ramulina
Tristix
Discorbis
Valvulineria
Pleurostomella
Gyroidina
Osangularia
Gavelinella
BENTHONIC FORAMS DIVERSITY NUMBER OF TAXA
0
16
32
ARENACEOUS/ CALCAREOUS BENTH. FORAMS RATIO
0
50
100
ABUNDANCE OF RADIOLARIANS
0
30 %
60

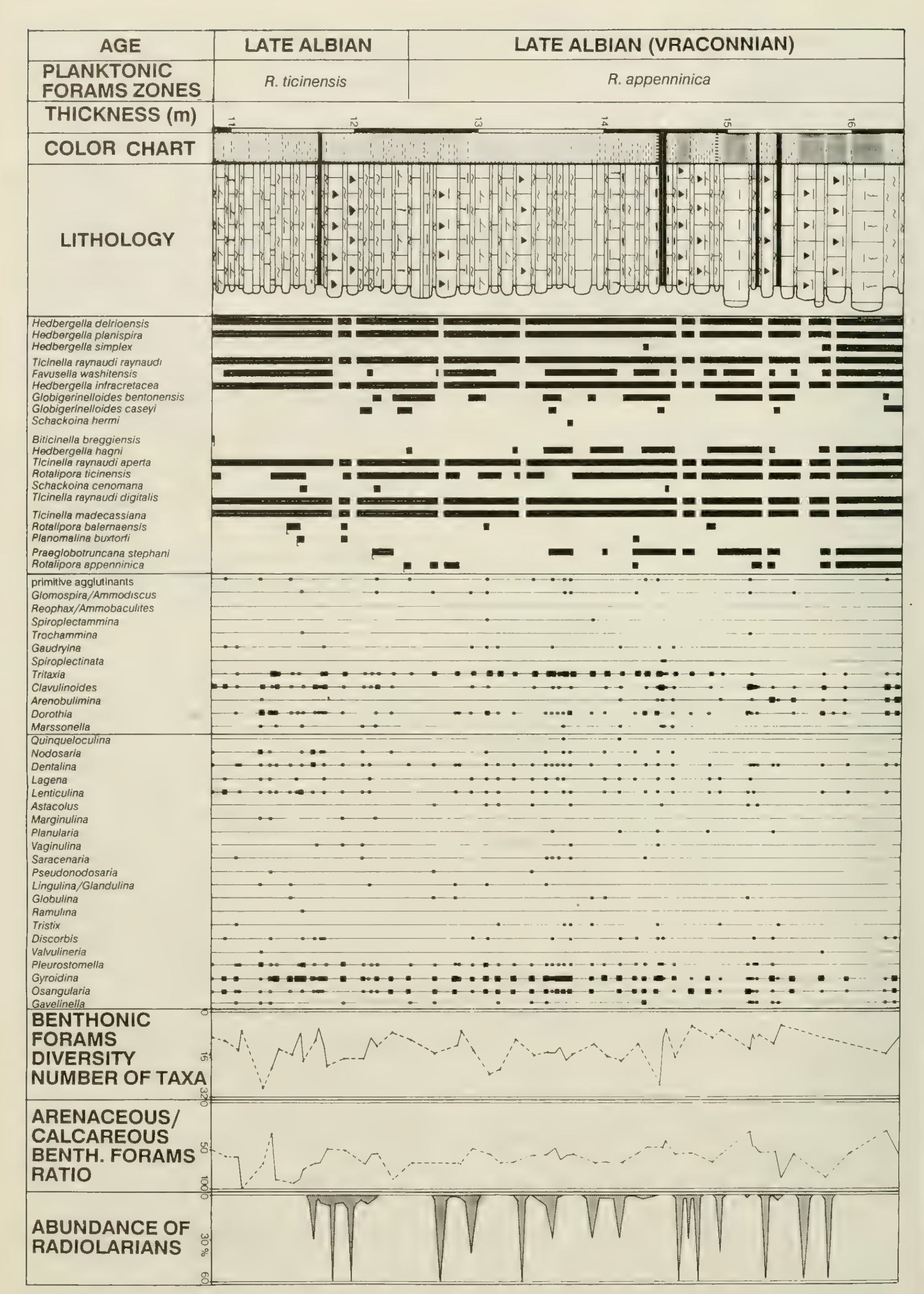


Abb. 8: Obere Kalk-Mergel-Wechsellagerung (Profil VN); entspricht Section VII in Abb. 2. Legende s. Abb. 9.

pelagic limestone

marly limestone

calcareous marlstone

reddish/greenish/grayish marlstone

black marlstone

chert nodules/layers

parallel calcilutitic lamination

cross bedding

bioturbation

traces of Planolites

ADDITIONAL LITHOLOGIES WITHIN SELLI LEVEL:

radiolarian siltstone

dark-gray radiolarian-rich shale

greenish/grayish shale

black shale

light green

dark green

light red

dark red

yellow

gray

brownish

black

Abb. 9: Legende zu den Profilen.

5.9 SECTION VII, MEMBER 5, OBERER TEIL VON EINHEIT 13 BIS MITTLERER TEIL VON EINHEIT 15 (Abb. 8)

Section VII umfaßt die oberste *R. ticinensis*-Zone und die untere *R. appenninica*-Zone.

Das Spektrum der planktonischen Foraminiferen ist ähnlich zusammengesetzt wie das von Section VI. *Hedbergella delrioensis, H. planispira, H. infracretacea* sowie *Ticinella raynaudi raynaudi, T. raynaudi aperta* und *T. raynaudi digitalis* machen die Hauptmasse der Feinfraktion des Schlämmrückstandes aus; dazu treten vereinzelt noch *Hedbergella hagni, H. simplex, Schackoina hermi* und *Schackoina cenomana* auf. *Rotalipora ticinensis, Ticinella madecassiana, Favusella washitensis, Praeglobotruncana stephani* und *Globigerinelloides bentonensis* bilden die Grobfraktion.

Mit Ausnahme von *Biticinella breggiensis*, die letztmalig an der Basis von Section VII auftritt, reichen die Planktonten ins mittlere Vraconnian hinein (nicht mehr im Detailprofil dargestellt). Die obere *R. ticinensis*-Zone ist durch das aufeinanderfolgende Erstauftreten von *Rotalipora balernaensis, Planomalina buxtorfi* und *Praeglobotruncana stephani* gekennzeichnet. Unmittelbar darüber markiert das Erstauftreten von *Rotalipora appenninica* die Basis des Vraconnian. Im Vraconnian treten mit zunehmender Häufigkeit rugose und clavate Hedbergellen auf. Die Rotaliporen und Planomalinen sind in diesem Abschnitt generell noch selten; sie werden ab dem mittleren Vraconnian zunehmend häufiger, bis sich an der Alb/Cenoman-Grenze ein Verhältnis der ungekielten zu gekielten Formen von 60:40 eingestellt hat.

Section VII enthält im Gegensatz zu Section VI bündelweise eingeschaltete Häufigkeits-Peaks von Radiolarien. Die durchgehend hohen Häufigkeiten der planktonischen Foraminiferen werden nur von diesen kieseligen Horizonten unterbrochen.

6. BENTHONISCHE FORAMINIFEREN-ASSOZIATIONEN UND GRUPPENVERTEILUNGSMUSTER DER FORAMINIFEREN UND RADIOLARIEN IN DEN DETAILPROFILEN

(Sections I-VII im Gesamtprofil, Abb. 2)

Erläuterungen zur Darstellung der Detailprofile: In den Detailprofilen sind sämtliche Parameter dargestellt, die palökologische Aussagen zur Rekonstruktion der paläozeanographischen Bedingungen liefern.

Die Verteilung der benthonischen Foraminiferen-Gattungen wird nach drei Häufigkeits-Gruppen unterschieden: selten = kleine Vierecke; gemein = mittelgroße Vierecke; häufig = große Vierecke.

Mit Ausnahme eines Zusatzdiagramms (Abb. 5 a), das das Artenspektrum eines typischen Redox-Zyklus widergibt, wurden jeweils nur die Gattungen der benthonischen Foraminiferen aufgetragen, da die Arten-Darstellungen, die für mehrere Sections angefertigt wurden, zwar schwache Punktwolken-Verteilung erkennen lassen, sich Trends darin jedoch viel undeutlicher abzeichnen als im Gattungsspektrum. Die einzelnen Arten besitzen ferner eine wesentlich geringere palökologische Aussagekraft als die Gruppenverteilungsmuster.

In der Spalte der benthonischen Foraminiferen-Diversität ist die Anzahl aller identifizierten Taxa eingetragen. Die Kurve ist in den Sections I bis IV durchgezogen, da die Diversität jeder Probe aus Schlämmrückständen bestimmt werden konnte. Die

zahlreichen Kalkbänke der Sections V bis VII konnten hingegen nur in Dünnschliffen ausgewertet werden, die das Diversitätsspektrum nicht erkennen lassen. Daher wurden in der Diversitätskurve dieser Sections die Mergellagen, die von Kalkbänken getrennt sind, mit einer gestrichelten Linie verbunden.

Das Verhältnis planktonischer zu benthonischen Foraminiferen (P. F./B. F.-Verhältnis) ist nur in den Sections I bis IV aufgetragen, da hier deutliche Schwankungen zu verzeichnen sind; in den Sections V bis VII unterliegen die generell hohen P. F./B. F.-Verhältnisse (größer als 95:5) nur minimalen Schwankungen. Das Verhältnis sandschaliger zu kalkschaliger benthonischer Foraminiferen ist hingegen auf die Sections V bis VII beschränkt, da hier deutliche Trends vorliegen.

Die Radiolarien-Häufigkeiten sind in allen Sections dargestellt, da sie wichtige palökologische Hinweise liefern.

Zur Ergänzung wurde im Anhang das Gesamtspektrum aller in den Detailprofilen beobachteten Taxa aufgelistet. Einige charakteristische, häufig vorkommende Arten benthonischer Foraminiferen sind auf den drei Fototafeln abgebildet.

6.1 SECTION I, MEMBER 1, EINHEIT 1
(unterer Teil von Abb. 3: Wechsellagerung von Radiolarien-Siltsteinen und Schwarzschiefern)

Das Selli Level ist infolge der hohen Kieselplankton-Produktion und den anoxischen Bedingungen am Meeresboden durch eine auffallende Foraminiferen-Armut charakterisiert. Während planktonische Foraminiferen noch in einigen Mergel-, Tonstein- und Schwarzschiefer-Lagen vorkommen, fehlen benthonische Foraminiferen im unteren und mittleren Teil des Selli Levels völlig. Für den unteren Teil von Abb. 3 konnten daher weder Diversitäten der benthonischen Foraminiferen noch P.F./B.F.-Verhältnisse angegeben werden.

In den dunklen Mergeln der obersten Maiolica-Formation finden sich nur *Gyroidina* und *Gavelinella*. *Gyroidina nitida*, eine stark opportunistische Form, kommt mit wenigen Ausnahmen in den gesamten Scisti a Fucoidi meist in großen Häufigkeiten vor, selbst noch in dysaerobem Milieu.

In der basalen Lage des obersten Schwarzschiefer-Paketes treten erstmals grobagglutinierte primitive Sandschaler auf. Dies ist die einzige Schwarzschiefer-Lage innerhalb des Selli Levels, die benthonische Foraminiferen enthält. Planktonische Foraminiferen erscheinen zudem auch im ersten mächtigen Schwarzschiefer-Horizont des oberen Selli Levels. Die obersten grünen Tonsteine des Selli Levels weisen erneut eine primitive Sandschaler-Fauna auf, zu der einfach gebaute, dickwandig-glattschalige Kalkschaler (*Lagena, Lenticulina, Astacolus*) hinzukommen. Die Radiolarien-Siltsteine enthalten keinerlei Foraminiferen.

6.2 SECTION I, MEMBER 1, EINHEIT 2
(oberer Teil von Abb. 3: Wechsellagerung von grüngrauen Kalken und Mergeln)

Die Neubesiedlung des Meeresbodens nach dem OAE 1 vollzieht sich in einem 3,75 m mächtigen Intervall vom Top des Selli Levels (obere *G. blowi*-Zone) bis zum unteren Teil der Einheit 3, Section II (untere *G. ferreolensis*-Zone).

Der graduelle Diversitätsanstieg der planktonischen Foraminiferen-Assoziation in Einheit 2 spiegelt sich auch im Spektrum der benthonischen Foraminiferen wider: die basalen Kalkbänke enthalten neben primitiven Sandschalern auch höher entwickelte Formen (*Haplophragmoides* und *Dorothia*) und mit einigen Arten von *Nodosaria, Dentalina, Lagena, Lenticulina, Astacolus* sowie *Gyroidina* und *Gavelinella* eine höher diverse Kalkschaler-Fauna. Der folgende 50 cm mächtige Abschnitt aus grauen bis grünlichen, z. T. verkieselten Kalken und Mergeln, ein Radiolarien-dominantes Intervall, ist durch einen starken Rückgang der Foraminiferen-Assoziationen gekennzeichnet. An der Basis der *L. cabri*-Zone setzt ein erneuter Diversitätsanstieg ein, der ein erstes Maximum in den grünlichen Mergeln dicht unter der Basis der rötlichen Mergel von Einheit 3 erreicht. Das zweite Maximum findet sich an der Basis der *G. ferreolensis*-Zone. Bereits hier zeichnen sich Fluktuationen der benthonischen Foraminiferen-Diversität ab, die für die gesamte *G. ferreolensis*-Zone charakteristisch sind.

Die Sandschaler-Assoziation in Section I enthält generell grobagglutinierte Formen, die Kalkschaler-Assoziation einfach gebaute, kompakte, dickwandige Morphotypen mit glatter Schale.

Die Radiolarien-Häufigkeit nimmt am Top des Selli Levels sprunghaft ab und zeigt in der obersten *G. blowi*-Zone nur noch 2 Peaks. Sie steigt jedoch in der *L. cabri*-Zone wieder rasch an, wo sie längerfristig hoch bleibt.

6.3 SECTION II, MEMBER 2, UNTERER TEIL VON EINHEIT 3
(Abb. 4)

Die mit 42 Taxa größte Diversität der benthonischen Foraminiferen nach dem Selli Level, gleichzeitig auch die höchste sämtlicher Detailprofile, liegt in zwei roten Mergellagen 90 cm und 1,4 m über der Basis der *G. ferreolensis*-Zone vor.

Die Sandschaler-Assoziation setzt sich aus folgenden Morphotypen zusammen: a) zweikammerige glomospiroid (*Glomospira, Glomospirella*) bzw. planispiral aufgerollte (*Ammodiscus*) Formen; b) uniseriale (*Reophax*) bzw. anfangs eingerollte, danach uniseriale Formen (*Ammobaculites*); c) mehrkammerige planispirale (*Haplophragmoides*) bzw. trochospirale (*Trochammina*) Formen; d) vielkammerige biseriale Formen mit triserialem Anfangsstadium (*Gaudryina*) bzw. durchgehend triseriale (*Tritaxia*) Formen; e) biseriale Formen mit trochospiralem Anfangsteil (*Dorothia*).

Unter den grobagglutinierten Formen dominieren primitive Sandschaler, *Trochammina, Dorothia ouachensis*; unter den feinagglutinierten Gattungen sind *Glomospira, Glomospirella* und *Ammodiscus* zu nennen. Sporadisch treten die grobagglutinierten Gattungen *Reophax, Ammobaculites, Haplophragmoides* und die feinagglutinierte *Tritaxia* hinzu. *Gaudryina* mit mittelkörniger Agglutination erscheint erstmals im oberen Profilabschnitt und kommt von da an in nahezu allen Proben vor.

Die Kalkschaler-Assoziation zeigt im Profil eine konstante Zusammensetzung aus *Lenticulina, Astacolus, Gyroidina* und *Gavelinella*. Zu dieser Vergesellschaftung kommen in vielen Horizonten *Lagena, Dentalina* und *Globulina* hinzu. Als wei-

tere, konstant auftretende Gattungen der Lenticuliniden-Gruppe sind *Saracenaria* und *Vaginulina* zu nennen; *Planularia* und *Marginulina* erscheinen dagegen nur vereinzelt.

Die Diversitätskurve der benthonischen Foraminiferen zeigt rasch aufeinanderfolgende Schwankungen; meist ist die Diversität zweier Proben, die im Abstand von 2-5 cm genommen wurden, bereits völlig verschieden. Die größten Schwankungen von den höchsten zu sehr geringen Diversitäten treten im unteren Profilabschnitt auf. Der mittlere und obere Abschnitt der *G. ferreolensis*-Zone ist durch kleinere Schwankungen im Bereich unter 20 Taxa charakterisiert, die von 3 Diversitäts-Peaks unterbrochen sind. Bei diesen Peaks wird jedoch nicht mehr die hohe Diversität des unteren Profilabschnitts erreicht. Die Kalkschaler-Assoziation weist höhere Diversitäten und Häufigkeiten als die Sandschaler-Fauna auf.

Die *G. ferreolensis*-Zone ist durch eine markante positive Korrelation der Häufigkeiten und Diversitäten der benthonischen Foraminiferen charakterisiert. Die Maxima treten jedoch nicht in exakt zyklischen Abständen auf.

Die P. F./B. F.-Verhältnisse zeigen bis zum obersten Abschnitt der *G. ferreolensis*-Zone noch beträchtliche Schwankungen; danach stellt sich ein konstant hohes P. F./B. F.-Verhältnis ein, das mit dem der Oberen Kalk-Mergel-Wechselfolge vergleichbar ist. Die Häufigkeitsschwankungen der planktonischen Foraminiferen und die P. F./B.F.-Verhältnisse des Unter- und Mittelteils sind nicht an den Karbonatgehalt gebunden: innerhalb einer Kalkbank kann schon ein Rückgang der Häufigkeit beobachtet werden; die roten Mergel enthalten meist eine reiche planktonische Foraminiferen-Fauna, die jedoch in manchen Horizonten völlig reduziert ist.

Die Radiolarien weisen Häufigkeits-Peaks im unteren Abschnitt und im oberen Mittelteil des Profils auf. Sie fehlen in nur wenigen Horizonten der *G. ferreolensis*-Zone.

6.4 SECTION III, MEMBER 3, EINHEIT 4
(unterer Teil von Abb. 5: Abschnitt „Marlstones")

Die obere *H. planispira*-Zone ist durch Anlösung der planktonischen Foraminiferen charakterisiert. Für die Lösungsanfälligkeit der planktonischen Foraminiferen am Meeresboden sind folgende Faktoren verantwortlich: geringe Größe, Dünnschaligkeit und Perforation der Gehäuse. Die dickwandigen agglutinierten bzw. kalkig-imperforierten Schalen der benthonischen Foraminiferen sind dagegen wesentlich lösungsresistenter; aus diesem Grund ist die primäre Benthos-Assoziation erhalten.

Bei den Sandschalern herrschen *Tritaxia* und *Gaudryina* vor; sie repräsentieren in fossilarmen Proben, in denen *Glomospira/Ammodiscus* fehlen, das gesamte Sandschaler-Spektrum. Die Kalkschaler sind durch eine *Lenticulina/Gyroidina/Gavelinella*-Assoziation repräsentiert, zu der *Dentalina* und *Saracenaria* in wechselnden Häufigkeiten hinzukommen.

Die Diversität der benthonischen Foraminiferen ist in der *H. planispira*-Zone geringer als in der *G. ferreolensis*-Zone; selten treten mehr als 18 Taxa auf. Die Kurve zeigt auch hier Schwankungen von Probe zu Probe; Kalkschaler sind stets häufiger als Sandschaler. Infolge der Lösung der planktonischen Foraminiferen liegen konstant niedrige P. F./B.F.-Verhältnisse vor. Die Radiolarien-Häufigkeit steigt am Top von Einheit 4 sprunghaft an; dieser Peak setzt sich in den basalen Schichten der Einheit 5 fort.

6.5 SECTION III, MEMBER 4, EINHEIT 5
(Mittelteil von Abb. 5: Abschnitt „Transition to Redox Cycles")

Einheit 5 ist ebenfalls durch eine planktonische monotone Zwergfauna mit angelösten Gehäusen charakterisiert. Die benthonische Assoziation weist hingegen keine eindeutigen Trends auf.

Zur Sandschaler-Assoziation von Einheit 4 kommen *Clavulinoides* und *Arenobulimina* hinzu. *Arenobulimina*, eine hoch trochospirale Form, stellt einen weiteren bedeutenden Morphotyp im Sandschaler-Spektrum dar. Die Kalkschaler-Assoziation *Lenticulina/Gyroidina/Gavelinella* wird von *Osangularia* und *Pleurostomella* ergänzt; beide Gattungen stellen wichtige Formen der überlagernden Einheiten dar.

Die Diversitätskurve der benthonischen Foraminiferen zeigt starke Schwankungen: während die basale Schwarzmergel-Lage der Einheit 5 durch einen Diversitätsanstieg gekennzeichnet ist, fehlen benthonische Foraminiferen in einigen darüberfolgenden dunkelgrünen bis grüngrauen Kalkmergeln und Mergeln. Diese Verteilungsmuster lassen keine Abhängigkeit der Diversität vom Sauerstoff-Gehalt des Bodenwassers erkennen. In den oberen Redox-Zyklen der Einheit 5 finden sich nur noch kleinere, positiv mit dem Sauerstoff-Gehalt korrelierte Diversitäts-Schwankungen. Im letzten Schwarzmergel der Einheit 5 nimmt die Diversität nochmals zu.

Die P. F./B. F.-Verhältnisse stellen auch hier infolge der Lösung der planktonischen Foraminiferen kein primäres Signal dar. Mit Ausnahme kleinerer Radiolarien-Peaks in der Mitte von Einheit 5 bleibt die Häufigkeit der Radiolarien relativ gering.

6.6 SECTION IV, MEMBER 4, EINHEIT 6
(oberer Teil von Abb. 5: Abschnitt „Redox Cycles"; Abb. 5 a)

Die benthonische Foraminiferen-Assoziation der Redox-Zyklen ist vom Sauerstoff-Gehalt des Bodenwassers kontrolliert. Im allgemeinen ist die Benthos-Diversität in schwarzen Mergeln, die ein dysaerobes Milieu am Meeresboden kennzeichnen, geringer als in grünen Mergeln und Kalkmergeln, die in Perioden besserer Durchlüftung abgelagert wurden.

In der Foraminiferen-Assoziation der 3 Redox-Zyklen von Section IV (Artenspektrum s. Abb. 5 a) dominieren mengenmäßig *Glomospira/Ammodiscus, Gaudryina, Tritaxia* und *Arenobulimina* bei den Sandschalern sowie *Gyroidina, Osangularia, Dentalina, Lenticulina, Astacolus, Pleurostomella* und gelegentlich *Vaginulina* bei den Kalkschalern. In der Sandschaler-Vergesellschaftung werden an der Basis des ersten Redox-Zyklus die triserialen Formen durch Glomospiren und grobagglutinierte Dorothien ersetzt. Während die Sandschaler-Assoziation durch große Häufigkeiten, aber geringe Diversität charakterisiert ist, fallen bei den Kalkschalern Häufigkeits- und Diversitätspeaks zusammen.

Einheit 6 in Section IV unterscheidet sich deutlich von Einheit 5 in Section III durch generell hohe P. F./B. F.-Verhältnisse und sehr geringe Radiolarien-Häufigkeiten.

In der Verteilung der Foraminiferen sind lithologisch abhängige Trends erkennbar: Die fossilarmen Kalke enthalten lediglich planktonische Foraminiferen. In den angrenzenden grüngrauen Mergeln steigt die Diversität der benthonischen Foraminiferen langsam an, bis sie in den dunkelgrünen, oftmals von *Chondrites* durchsetzten Mergeln ein Maximum erreicht. An der Basis eines Schwarzmergels nimmt die Diversität rasch ab und steigt in den überlagernden grünen Mergeln erneut an. Zu den mächtigen laminierten Schwarzmergel-Lagen im Zentrum eines Bündels hin gehen Diversität und Häufigkeit der benthonischen Foraminiferen gegen Null und nehmen in den überlagernden dunkelgrünen Mergeln auch nur allmählich wieder zu. Dagegen weisen die zahlreichen geringmächtigen schwarzen Mergel, die in ein Bündel eingeschaltet sind und mit dunkelgrünen Mergeln wechseln, ein relativ diverses Benthos-Spektrum auf. Eine typische Assoziation besteht aus primitiven Sandschalern, *Gaudryina*, *Arenobulimina*, *Dentalina*, *Pleurostomella*, *Gyroidina* und *Osangularia*. Diese Schwarzmergel wurden demnach im Gegensatz zu den für anoxisches Milieu charakteristischen, stets laminierten mächtigen Schwarzmergeln unter dysaeroben Bedingungen abgelagert, unter denen diese opportunistische Fauna noch gedeihen konnte. *Vaginulina*, *Marginulina* und *Planularia* konnten dagegen nur in besser durchlüftetem Bodenwasser existieren und fehlen daher in den Schwarzmergeln; sie sind auf die grünen Mergellagen beschränkt.

6.7 SECTION V, MEMBER 5, EINHEIT 11 (Abb. 6)

Gegenüber den Redox-Zyklen weisen die benthonischen Foraminiferen größere Häufigkeiten und Diversitäten auf.

Das Sandschaler-Spektrum wird mengenmäßig von triserialen Formen (*Gaudryina*, *Tritaxia*, *Clavulinoides*) und *Arenobulimina* beherrscht. Im oberen Abschnitt kommt *Dorothia* in größerer Häufigkeit hinzu. Die einfach gebauten, meist grobagglutinierten Formen (primitive Sandschaler, *Glomospira*/*Ammodiscus*, *Reophax*/*Ammobaculites*, *Trochammina*) treten hingegen untergeordnet auf. Sporadisch erscheinen *Spiroplectammina*, *Spiroplectinata* und *Marssonella*.

Die häufigsten Gattungen der Kalkschaler-Assoziation sind *Dentalina*, *Lenticulina*, *Gyroidina*, *Osangularia* und *Pleurostomella*. Daneben bestimmen *Globulina* und *Nodosaria* das Spektrum. In diesem Abschnitt erscheinen erstmals berippte Nodosarien. Untergeordnet kommen die Lenticuliniden-Gattungen *Saracenaria*, *Marginulina*, *Vaginulina*, *Planularia* sowie *Tristix* und *Ramulina* vor. *Discorbis* tritt erstmals im oberen Mittelteil des Profils auf.

Die Sandschaler- und Kalkschaler-Diversität sowie die Häufigkeit schwanken v. a. im unteren roten Abschnitt der Section V im cm-Bereich trotz gleichbleibender Lithologie. Die roten Mergel enthalten bis auf gelegentliche Verarmungen meist eine diverse Foraminiferen-Fauna. Aufgrund dieser Schwankungen sind die Häufigkeiten nicht immer positiv mit den Diversitäten korreliert.

Die Sandschaler/Kalkschaler-Verhältnisse lassen keinen eindeutigen Trend erkennen. Nach starken Schwankungen an der Basis des Profils liegen relativ ausgeglichene Verhältnisse vor. Die P. F./B. F.-Verhältnisse sind generell sehr hoch. Mit Ausnahme der erwähnten Abweichung in der oberen *T. praeticinensis*-Subzone fehlen planktonische Foraminiferen nur während Perioden mit hoher Kieselplankton-Produktivität.

Peaks der Radiolarien-Häufigkeit sind unabhängig von der Lithologie: im unteren roten Profilabschnitt sind sie auf die dünnen grünen Mergellagen beschränkt, im grünen Member in Profilmitte dagegen auf den Schwarzmergel-Horizont. Die SiO_2-Lagen erscheinen in roten und grünen Kalken gleichermaßen häufig, selten dagegen in roten Mergeln.

6.8 SECTION VI, MEMBER 5, OBERER TEIL VON EINHEIT 11 BIS OBERER TEIL VON EINHEIT 13 (Abb. 7)

Allgemeine Trends: Das Spektrum benthonischer Foraminiferen der Section V setzt sich in Section VI fort und wird lediglich duch *Quinqueloculina* und *Valvulineria* ergänzt. Die Häufigkeiten der Sandschaler und Kalkschaler sind fast im gesamten Profilabschnitt hoch; sie nehmen jedoch in den oberen Redox-Zyklen ab. Bei den Sandschalern dominieren *Arenobulimina*, *Tritaxia*, *Clavulinoides* und *Dorothia*. *Gaudryina* tritt im unteren roten Abschnitt häufig auf, danach nur noch sporadisch. *Dorothia* wird in den oberen Redox-Zyklen der Section VI seltener, *Arenobulimina* setzt bereits in den unterlagernden roten Mergeln aus; beide Gattungen waren zuvor generell häufig. Im obersten Profilabschnitt dominieren daher die triserialen Formen *Clavulinoides* und *Tritaxia*. Die untergeordnete Begleitfauna stimmt mit der von Section V überein.

In der Kalkschaler-Fauna dominieren an erster Stelle *Gyroidina* und *Pleurostomella*, daneben in etwas geringerer Häufigkeit *Osangularia*, *Gavelinella*, *Dentalina*, *Lagena*, *Globulina* und *Lenticulina*. *Valvulineria* zeigt ein Häufigkeitsmaximum im mittleren Abschnitt. Die übrigen Formen von Section V sowie *Quinqueloculina* sind seltener und irregulär verteilt. Die Diversität ist im unteren Profilteil bis zur Basis der Redox-Zyklen trotz kleiner Schwankungen überwiegend hoch. In den unteren Redox-Zyklen zeigt sie deutliche kurzzeitige Schwankungen. Sie sinkt im überlagernden roten Abschnitt in den Bereich unter 15 Arten ab und nimmt in den oberen Redox-Zyklen nochmals ab.

Sandschaler überwiegen im unteren Teil bis zum Top der Redox-Zyklen; danach herrschen weitgehend ausgeglichene Verhältnisse mit kleinen Kalkschaler-Peaks vor.

Spezielle Trends der Einheiten 11 bis 13: In Einheit 11 ist bei hoher Häufigkeit von *Arenobulimina* und *Gyroidina* die Diversität der Begleitfauna gering, bei geringer Häufigkeit dieser Formen dagegen relativ hoch. *Arenobulimina* und *Gyroidina*, zwei opportunistische und an dysaerobe Bedingungen angepaßte Gattungen, treten hier stets in etwa gleichem Verhältnis auf und dominieren demnach in Intervallen mit ungünstigeren Lebensbedingungen. Ähnliches gilt für die Dominanz von *Lenticulina* und die Diversität der begleitenden Lenticuliniden. Die Häufigkeit der Planktonten ist in diesem Abschnitt in Kalken und Mergeln gleich.

Die hellgrünen und dunkelgrünen Mergel der Einheit 12 weisen gegenüber Einheit 11 keine wesentlichen Veränderungen in der Diversität der benthonischen Foraminiferen auf.

Analog zu den Zyklen der Einheit 6 (Section IV) zeigen die dunkel grüngrauen Mergel des basalen Redox-Zyklus der Einheit 13 eine hohe benthonische Foraminiferen-Diversität. Ferner stimmen die geringere Häufigkeit und Diversität der Benthonten in der zentralen Schwarzmergel-Lage des Redox-Zyklus mit der der geringmächtigen schwarzen Mergel von Einheit 6 überein. Im Gegensatz zu dieser vom Sauerstoff-Gehalt des Bodenwassers kontrollierten Diversität weisen die beiden darüberfolgenden Redox-Zyklen von Einheit 13 kein einheitliches Diversitätsmuster auf: einige Schwarzmergel-Lagen zeigen hier eine höhere Diversität als die umgebenden dunkelgrünen Mergel. In den beiden oberen Redox-Zyklen von Einheit 13 ist hingegen die Diversität erneut von der Durchlüftung des Bodenwassers gesteuert.

Die auffälligen Diversitätsunterschiede dieser Redox-Zyklen verdeutlichen, daß die Foraminiferen-Assoziation nicht allein von kurzzeitigen Schwankungen im Sauerstoff-Gehalt des Tiefenwassers kontrolliert wurde, sondern auch von weiteren ozeanographischen Parametern, möglicherweise Änderungen der Nährstoff-Zufuhr.

6.9 SECTION VII, MEMBER 5, OBERER TEIL VON EINHEIT 13 BIS MITTLERER TEIL VON EINHEIT 15 (Abb. 8)

Die Sandschaler-Fauna besteht überwiegend aus *Clavulinoides*, *Tritaxia* und *Dorothia*. *Arenobulimina*, der dominierende Sandschaler in der unteren *R. ticinensis*-Zone, erscheint im oberen Teil von Section VII erneut. Weitere agglutinierte Foraminiferen treten in diesem Abschnitt zurück. Einige Arten von *Dorothia* sowie eine *Arenobulimina*-Art zeigen Riesenwuchs.

Die Kalkschaler-Assoziation wird eindeutig von *Gyroidina* und *Osangularia* bestimmt. *Pleurostomella* kommt im unteren und mittleren Teil des Profils konstant vor, danach jedoch nur noch lückenhaft. *Nodosaria, Dentalina* und *Lenticulina* gehen quantitativ stark zurück. Die Begleitfauna setzt sich aus *Lenticuliniden, Tristix, Discorbis* und *Valvulineria* zusammen. Im gesamten Profilabschnitt dominieren Kalkschaler über Sandschaler.

Die Häufigkeit der Planktonten ist in den Kalken und Mergeln identisch und generell sehr hoch; sie ist nur in den bündelartig eingeschalteten Radiolarien-Lagen reduziert.

Die Diversitätskurve zeigt in den roten und grünen Abschnitten im unteren und mittleren Teil von Section VII kleinere unregelmäßige Schwankungen.

Der Redox-Zyklus an der Basis der mächtigen grauen Kalkbänke im oberen Teil von Section VII weist eine hochdiverse Benthos-Fauna in einem dunkel grüngrauen Mergel auf, die an der Basis der überlagernden Schwarzmergel-Lage rasch zurückgeht. Im Gegensatz zu dieser vom Sauerstoff-Gehalt des Tiefenwassers gesteuerten Vergesellschaftung ist in den höchsten Redox-Zyklen des Profils kein eindeutiger Trend zu erkennen, da die Diversitätsunterschiede zwischen den grünen und schwarzen Mergeln minimal sind. Generell enthalten die Redox-Zyklen der *R. appenninica*-Zone weniger benthonische Foraminiferen als die entsprechenden Zyklen der *R. ticinensis*-Zone.

Der obere Teil von Section VII ist durch eine verarmte Assoziation aus *Arenobulimina, Gyroidina* und *Osangularia* charakterisiert.

7. STEUERUNGSFAKTOREN

7.1 PLANKTONTEN

Planktonische Foraminiferen sind hauptsächlich von Temperatur und Nährstoff-Angebot abhängig. Die geringen Unterschiede in Häufigkeit und Diversität der planktonischen Foraminiferen zwischen Kalkbänken und jeweils angrenzenden Mergellagen belegen eine generelle Unabhängigkeit vom Karbonatgehalt. Somit haben sich die von De Boer (1982) nachgewiesenen orbital gesteuerten Klimaschwankungen auf die planktonischen Foraminiferen nicht ausgewirkt. Dies gilt sowohl für die in den oberflächennahen Wasserschichten lebenden Hedbergellen, die am stärksten von Temperaturschwankungen betroffen sind, als auch für die in den mittleren Wasserschichten beheimateten Rotaliporen.

Der einzige, in allen Profilabschnitten beobachtete Trend ist das Fehlen planktonischer Foraminiferen in Horizonten mit Radiolarien-Anreicherung. Dieser Effekt, der an Perioden erhöhter Kieselplankton-Produktion im Oberflächenwasser gebunden ist, geht jedoch nicht auf eine verringerte Produktion kalkigen Planktons zurück, sondern auf Lösung der dünnwandigen perforierten kalkigen Gehäuse am Meeresboden unter sauren pH-Bedingungen.

7.2 BENTHONTEN

Die Verteilung der benthonischen Foraminiferen wird überwiegend vom Nährstoff-Angebot und vom Sauerstoff-Gehalt des Bodenwassers gesteuert. Beide Parameter sind vom overturn der Wassermassen abhängig. Ferner ist die Wassertiefe ein Kontrollfaktor bestimmter benthonischer Assoziationen.

In der Assoziation der Benthonten ist analog zu den Planktonten eine Unabhängigkeit vom Karbonatgehalt festzustellen. Eine Reaktion auf geringfügige Temperaturschwankungen ist jedoch bei den großenteils opportunistischen Tiefwasser-Formen nicht zu erwarten.

Deutliche Unterschiede finden sich hingegen in der benthonischen Fauna der grünen und schwarzen Mergel der Redox-Zyklen, die, da ausreichend Nährstoffe im Tiefenwasser vorhanden waren, auf Fluktuationen im Sauerstoff-Gehalt des Bodenwassers zurückgehen. Die Durchlüftung des Bodenwassers stellte somit den wichtigsten Steuerungsfaktor der benthonischen Foraminiferen-Assoziation der Scisti a Fucoidi dar (vgl. Premoli Silva, Erba & Tornaghi 1989). Damit läßt sich jedoch nur die Foraminiferen-Assoziation in den Redox-

Zyklen erklären, nicht hingegen das mehrfache langzeitige Verschwinden und Wiederauftreten einiger allgemein häufiger und ausgesprochen opportunistischer Gattungen wie z. B. *Dorothia*, *Arenobulimina* und *Gyroidina* in der Oberen Kalk-Mergel-Wechsellagerung. Dies geht wahrscheinlich auf längerfristige Schwankungen gewisser paläozeanographischer Parameter zurück, wie z. B. Nährstoff-Angebot oder Meeresströmungen. Zur Klärung dieser Frage werden isotopengeochemische Untersuchungen genauere Ergebnisse liefern (Buggisch & Noé, in Vorbereitung).

Die benthonische Foraminiferen-Fauna, die P.F./B.F.-Verhältnisse und der Erhaltungsgrad der Foraminiferen-Fauna sowie die Spurenfossilien deuten auf eine Ablagerung der Scisti a Fucoidi im unteren Bathyal oberhalb der Calcit-Lysokline hin. Die Assoziationen geben keine Hinweise auf Änderungen der Wassertiefe im Verlauf des Apt/Alb.

8. ZUSAMMENFASSUNG

Die hochauflösende Zyklo- und Biostratigraphie der pelagischen Sedimentation des Apt/Alb im Umbrisch-Marchischen Apennin, der Scisti a Fucoidi, zeigt charakteristische Sedimentationszyklen. Diese wurden von der Basis zum Top in 5 Members zusammengefaßt:

1. Selli Level (*G. blowi*-Zone bis *L. cabri*-Zone): Das Oceanic Anoxic Event No. 1 besteht im unteren Teil aus einer Wechsellagerung von bräunlichen Radiolarien-Siltsteinen und grünen Tonsteinen, im oberen Teil dagegen überwiegend aus Schwarzschiefern mit geringmächtigen Einschaltungen von Radiolarien-Siltsteinen. Die Häufigkeits-Peaks der Radiolarien spiegeln Produktivitätszyklen des kieseligen Mikroplanktons wider.

2. Untere Kalk-Mergel-Wechsellagerung (*G. ferreolensis*-Zone bis *H. trocoidea*-Zone): Die roten Abfolgen von Kalkmergel/Mergel-Paaren mit schwankender Mächtigkeit der Kalkmergel-Lagen stellen Karbonat-Produktivitätszyklen dar, die sich in der Nannoconiden-Häufigkeit ausdrücken.

3. Bräunliche Mergel (*H. planispira*-Zone): Die unregelmäßige Wechsellagerung von Mergeln und kalkigen Mergeln zeigt Phänomene starker Karbonatlösung am Meeresboden, die für die Dominanz der tonreichen Sedimente verantwortlich war.

4. Redox-Zyklen (*T. primula/H. rischi*-Zone): Eine symmetrische Wechselfolge von grauen mergeligen Kalken und grünen bis schwarzen Mergeln, die in Bündeln zusammengefaßt sind, reflektiert Fluktuationen der Primärproduktivität, die sich in kleinmaßstäblichen Zyklen aus grünen und schwarzen Mergellagen manifestieren. Sie sind von Fluktuationen der Karbonatproduktivität überlagert, die von mergeligen Kalken als Endmembers eines Bündels aus kleinmaßstäblichen Zyklen repräsentiert sind. Eine erhöhte Primärproduktivität führte infolge geringer Bodenwasser-Zirkulation zu einer Sauerstoff-Verarmung am Meeresboden.

5. Obere Kalk-Mergel-Wechsellagerung (*T. praeticinensis*-Subzone bis *R. appenninica*-Zone): Von der überwiegend mergeligen Sedimentation des unterlagernden Abschnitts der Scisti a Fucoidi unterscheidet sich das Member durch eine Wechsellagerung aus mächtigen Kalkbänken und dünnen Mergellagen. Die Kalk-Mergel-Paare stellen Fluktuationen der Karbonat-Produktivität dar, die in der Nannoconiden-Häufigkeit zum Ausdruck kommt. Der untere Abschnitt der Wechsellagerung ist v. a. von geringmächtigen Redox-Zyklen überlagert, die Fluktuationen der Primärproduktivität widerspiegeln. Rhythmische Einschaltungen von $CaCO_3/SiO_2$-Zyklen kommen in der gesamten Abfolge vor, sind jedoch in der *T. praeticinensis*-Subzone und in der *R. appenninica*-Zone konzentriert. Diese Zyklen charakterisieren Perioden mit erhöhter Kieselplankton-Produktion bei konstanter Produktion von kalkigem Plankton im Oberflächenwasser sowie verstärkter Karbonatlösung am Meeresboden.

Nach den paläozeanographischen Untersuchungen eines Italienisch-Amerikanischen Forscherteams reflektieren die Sedimentationszyklen des Piobbico Core den ca. 20-ka Präzessionszyklus und den ca. 100-ka Exzentrizitätszyklus. Orbital induzierte Klimaschwankungen werden als primäre Kontrolle der Produktivität von kalkigem Nannoplankton angesehen.

Die hochauflösende Auswertung der Diversitäten der Foraminiferen-Taxa, der Häufigkeiten und Gruppenverteilungsmuster in der zeitlichen Abfolge hat gezeigt, daß die benthonische Foraminiferen-Assoziation stark von der Durchlüftung des Bodenwassers abhängig war. Sowohl die Planktonten als auch die Benthonten haben auf die kurzzeitigen, orbital gesteuerten Klimaschwankungen nicht reagiert. Längerfristige Fluktuationen der paläozeanographischen Bedingungen haben sich dagegen auf einige Gattungen der benthonischen Foraminiferen stärker ausgewirkt.

ANHANG

FORAMINIFEREN-GESAMTFAUNA DER SCISTI A FUCOIDI

Sandschaler:
Rhabdammina sp., Sars 1869
Rhizammina algaeformis Brady, 1879
Psammosiphonella sp., Saidova 1970
Bathysiphon sp., Sars 1869
Nothia grilli (Noth, 1951)
Hyperammina gaultina Ten Dam, 1950
Saccorhiza sp., Eimer & Fickert 1899

Saccammina sp., Sars 1869
Glomospira charoides charoides (Jones & Parker, 1860)
Glomospira charoides corona Cushman & Jarvis, 1928
Glomospira gordialis (Jones & Parker, 1860)
Glomospira serpens (Grzybowski, 1896)
Glomospirella gaultina (Berthelin, 1880)
Ammodiscus cretaceus (Reuss, 1845)
Ammodiscus infimus Franke, 1936
Ammodiscus siliceus (Terquem, 1862)
Lituotuba incerta Franke, 1928
Paratrochamminoides sp., Soliman 1972
Hormosina ovulum (Grzybowski, 1896)
Reophax liasicus Franke, 1936
Reophax minutus Tappan, 1940
Haplostiche sp., Reuss 1861
Haplophragmoides concavus (Chapman, 1892)
Haplophragmoides kirki Wickenden, 1932
Haplophragmoides multiformis Akimets, 1966
Ammobaculites amabilis Fuchs, 1967
Ammobaculites subcretaceus Cushman & Alexander, 1930
Spiroplectammina gandolfii Carbonnier, 1952
Trochammina depressa Lozo, 1944
Trochammina globigeriniformis Cushman, 1910
Tochammina wetteri Stelck & Wall, 1955
Gaudryina dividens Grabert, 1959
Spiroplectinata annectens (Parker & Jones, 1863)
Spiroplectinata complanata (Reuss, 1860)
Spiroplectinata lata Grabert, 1959
Tritaxia macfadyeni Cushman, 1936
Tritaxia plummerae Cushman, 1936
Tritaxia pyramidata Reuss, 1863
Tritaxia tricarinata (Reuss, 1845)
Clavulinoides gaultinus (Morozova, 1948)
Clavulina eggeri (Cushman, 1936)
Clavulina cf. *parisiensis* d'Orbigny, 1826
Arenobulimina aff. *conoidea* (Perner, 1892)
Arenobulimina macfadyeni Cushman, 1936
Arenobulimina macfadyeni elongata Barnard & Banner, 1980
Arenobulimina ovoidea Marie, 1941
Arenobulimina aff. *ovoidea* Marie, 1941
Dorothia filiformis (Berthelin, 1880)
Dorothia gradata (Berthelin, 1880)
Dorothia? hostaensis (Morozova, 1948)
Dorothia hyperconica Risch, 1970
Dorothia cf. *hyperconica* Risch, 1970
Dorothia ouachensis (Sigal, 1952)
Dorothia pupa (Reuss, 1860)
Dorothia cf. *smokyensis* Wall, 1960
Dorothia zedlerae Moullade, 1966
Dorothia cf. *zedlerae* Moullade, 1966
Dorothia sp., Plummer 1931
Marssonella oxycona (Reuss, 1860)

Benthonische Kalkschaler:
Quinqueloculina antiqua (Franke, 1928)
Nodosaria annulata Reuss, 1845
Nodosaria concinna Reuss, 1860
Nodosaria limbata d'Orbigny, 1840
Nodosaria cf. *nana* Reuss, 1860
Nodosaria nuda Reuss, 1863
Nodosaria obscura Reuss, 1945
Nodosaria orthopleura Reuss, 1863
Nodosaria paupercula Reuss, 1845
Nodosaria prismatica Reuss, 1860
Nodosaria cf. *raphanistriformis* (Gumbel, 1862)
Dentalina catenula Reuss, 1860
Dentalina communis (d'Orbigny, 1826)
Dentalina cylindroides Reuss, 1860
Dentalina discrepans Reuss, 1860
Dentalina distincta Reuss, 1860
Dentalina filiformis (Reuss, 1845)
Dentalina gracilis (d'Orbigny, 1840)
Dentalina cf. *laevigata* Nilsson, 1827
Dentalina legumen (Reuss, 1845)
Dentalina lorneiana (d'Orbigny, 1840)
Dentalina nana (Reuss, 1863)
Dentalina oligostegia (Reuss, 1845)
Dentalina plebeja (Reuss, 1855)
Dentalina soluta Reuss, 1851
Dentalina cf. *westfalica* Franke, 1928
Lagena apiculata Reuss, 1851
Lagena globosa (Montagu, 1803)
Lagena sulcata (Walker & Jacob, 1798)
Lagena vulgaris Reuss, 1862
Lenticulina gaultina (Berthelin, 1880)
Lenticulina heiermanni Bettenstaedt, 1952
Lenticulina inornata (d'Orbigny, 1860)
Lenticulina rotulata (Lamarck, 1804)
Lenticulina saxocretacea Bartenstein, 1954
Lenticulina saxonica Bartenstein & Brand, 1951
Lenticulina secans (Reuss, 1860)
Lenticulina subalata (Reuss, 1854)
Lenticulina subgaultina Bartenstein, 1962
Astacolus crepidulus (Fichtel & Moll, 1803)
Astacolus evolutus Magniez-Jannin, 1975
Astacolus gratus (Reuss, 1863)
Astacolus planiusculus (Reuss, 1863)
Astacolus sp., Montfort 1808
Marginulina bullata Reuss, 1845
Marginulina inaequalis Reuss, 1860
Marginulina soluta Reuss, 1860
Planularia complanata complanata (Reuss, 1845)
Planularia complanata ornatissima Magniez-Jannin, 1975
Planularia umbonata Loetterle, 1937
Vaginulina aptiensis Eichenberg, 1936
Vaginulina arguta Reuss, 1860
Vaginulina parallela Reuss, 1863
Vaginulina recta Reuss, 1863
Saracenaria forticosta (Bettenstaedt, 1952)
Saracenaria italica Defrance, 1824
Saracenaria italica f. *arcuata* d'Orbigny, 1840
Saracenaria triangularis (d'Orbigny, 1840)
Pseudonodosaria brandi (Tappan, 1955)
Pseudonodosaria mutabilis (Reuss, 1863)
Lingulina furcillata Berthelin, 1880
Lingulina loryi (Berthelin, 1880)
Lingulina nodosaria Reuss, 1863
Glandulina cylindracea Reuss, 1860
Glandulina parallela Marsson, 1878
Glandulina parallela f. *dentalina* Alth, 1850

Ellipsoglandulina globulifera (FRANKE, 1912)
Globulina prisca REUSS, 1863
Ramulina abscissa LOEBLICH & TAPPAN, 1946
Ramulina aculeata (D'ORBIGNY, 1840)
Ramulina globulifera BRADY, 1879
Ramulina laevis JONES, 1875
Tristix acutangula (REUSS, 1863)
Tristix articulata (REUSS, 1863)
Tristix excavata (REUSS, 1863)
Discorbis sp., LAMARCK 1804
Valvulineria infracretacea (MOROZOVA, 1948)
Pleurostomella barroisi BERTHELIN, 1880
Pleurostomella bulbosa (TEN DAM, 1950)
Pleurostomella fusiformis REUSS, 1860
Pleurostomella reussi BERTHELIN, 1880
Pleurostomella subnodosa REUSS, 1860
Gyroidina globosa (HAGENOW, 1842)
Gyroidina nitida (REUSS, 1845)
Gyroidina sp., D'ORBIGNY 1826
Osangularia schloenbachi (REUSS, 1863)
Osangularia sp., BROTZEN 1940
Globorotalites bartensteini BETTENSTAEDT, 1952
Gavelinella baltica BROTZEN, 1942
Gavelinella barremiana BETTENSTAEDT, 1952
Gavelinella cenomanica (BROTZEN, 1945)
Gavelinella intermedia (BERTHELIN, 1880)

Planktonische Foraminiferen:
Globuligerina hoterivica (SUBBOTINA, 1953)
Favusella washitensis (CARSEY, 1926)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI, 1942)
Planomalina cheniourensis (SIGAL, 1952)
Planomalina praebuxtorfi WONDERS, 1975
Globigerinelloides algerianus CUSHMAN & TEN DAM, 1948
Globigerinelloides aptiense LONGORIA, 1974
Globigerinelloides bentonensis (MORROW, 1934)
Globigerinelloides blowi (BOLLI, 1959)
Globigerinelloides caseyi (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, 1957)
Globigerinelloides duboisi (CHEVALIER, 1961)
Globigerinelloides ferreolensis (MOULLADE, 1961)
Globigerinelloides gottisi (CHEVALIER, 1961)
Globigerinelloides gyroidinaeformis (MOULLADE, 1966)
Globigerinelloides maridalensis (BOLLI, 1959)
Globigerinelloides saundersi (BOLLI, 1959)
Globigerinelloides sp., CUSHMAN & TEN DAM 1948
Biticinella breggiensis (GANDOLFI, 1942)
Biticinella subbreggiensis SIGAL, 1966
Schackoina hermi WEIDICH, 1987
Schackoina cenomana (SCHACKO, 1897)
Leupoldina cabri (SIGAL, 1952)
Hedbergella delrioensis (CARSEY, 1926)
Hedbergella hagni WEIDICH, 1987
Hedbergella hispaniae LONGORIA, 1974
Hedbergella infracretacea (GLAESSNER, 1937)
Hedbergella occulta LONGORIA, 1974
Hedbergella planispira (TAPPAN, 1940)
Hedbergella cf. *planispira* (TAPPAN, 1940)
Hedbergella praetrocoidea KRETZSCHMAR & GORBACHIK, 1986
Hedbergella rischi MOULLADE, 1966
Hedbergella sigali MOULLADE, 1966
Hedbergella similis LONGORIA, 1974
Hedbergella simplex (MORROW, 1934)
Hedbergella trocoidea (GANDOLFI, 1942)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER, 1931)
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI, 1942)
Rotalipora appenninica (RENZ, 1936)
Rotalipora balernaensis GANDOLFI, 1957
Rotalipora subticinensis (GANDOLFI, 1957)
Rotalipora ticinensis (GANDOLFI, 1942)
Ticinella madecassiana SIGAL, 1966
Ticinella praeticinensis SIGAL, 1966
Ticinella primula LUTERBACHER, 1964
Ticinella raynaudi raynaudi SIGAL, 1966
Ticinella raynaudi aperta SIGAL, 1966
Ticinella raynaudi digitalis SIGAL, 1966

Tafel 1

Fig. 1 *Glomospira charoides charoides* (JONES & PARKER). - Oberapt, APE 25; x 145.
Fig. 2 *Ammodiscus cretaceus* (REUSS). - Oberalb, VN 82; x 140.
Fig. 3 *Reophax minutus* TAPPAN. - Oberalb, VN 76; x 100.
Fig. 4 *Spiroplectammina gandolfii* CARBONNIER. - Oberalb, VN 98; x 140.
Fig. 5 *Gaudryina dividens* GRABERT. - Unteralb, APE 78; x 100.
Fig. 6 *Spiroplectinata annectens* (PARKER & JONES). - Mittelalb, APE 154; x 100.
Fig. 7 *Tritaxia tricarinata* (REUSS). - Unteralb, APE 84; x 100.
Fig. 8 *Tritaxia pyramidata* REUSS. -Unteralb, APE 88; x 145.
Fig. 9 *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA). - Oberalb, VN 61; x 100.
Fig. 10 *Arenobulimina ovoidea* MARIE. - Oberalb, VN 48; x 105.
Fig. 11 *Arenobulimina macfadyeni* CUSHMAN. - Oberalb, VN 94; x 100.
Fig. 12 *Dorothia ouachensis* (SIGAL). - Unterapt, APE 17; x 140.
Fig. 13 *Dorothia filiformis* (BERTHELIN). - Mittelalb, APE 164; x 105.
Fig. 14 *Dorothia gradata* (BERTHELIN). - Oberalb, VN 109; x 100.
Fig. 15 *Dorothia hyperconica* RISCH. - Oberalb, VN 119; x 100.
Fig. 16 *Dorothia? hostaensis* (MOROZOVA). - Oberapt, APE 25; x 140.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

SCHRIFTENVERZEICHNIS

ARTHUR, M. A., DEAN, W. E., BOTTJER, D. J. & SCHOLLE, P. A. (1984): Rhythmic bedding in Mesozoic-Cenozoic pelagic carbonate sequences: the primary and diagenetic origin of Milankovitch-like cycles. - In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): Milankovitch and climate, 191-222, 12 Abb., 1 Tab.; Dordrecht (Reidel).

ARTHUR, M. A. & SCHLANGER, S. O. (1979): Cretaceous „Oceanic Anoxic Events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. - AAPG Bull., **63** (6): 870-885, 6 Abb.; Tulsa.

CALAMITA, F., CENTAMORE, E., DEIANA, G. & MICARELLI, A. (1986): Evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area Umbro-Marchigianad al Trias al Pleistocene. - Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. „La Geologia delle Marche" (**1986**): 89-90; Camerino.

CENTAMORE, E., DEIANA, G., MICARELLI, A. & POTETTI, M. (1986): Il Trias-Paleogene delle Marche. - Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. „La Geologia delle Marche" (**1986**): 9-27, 13 Abb.; Camerino.

COCCIONI, R., FRANCHI, R., NESCI, O., PERILLI, N., WEZEL, F. C. & BATTISTINI, F. (1989): Stratigrafia, micropaleontologia e mineralogia delle Marne a Fucoidi (Aptiano inferiore-Albiano superiore) delle sezioni di Poggio le Guaine e del Fiume Bosso (Appennino umbro-marchigiano). - Contributo **121** Ist. Geol. Univ. Urbino: 38 S., 6 Abb., 12 Taf.; Urbino.

COCCIONI, R., FRANCHI, R., NESCI, O., WEZEL, F. C., BATTISTINI, F. & PALLECCHI, P. (1989): Stratigraphy and mineralogy of the Selli level (Early Aptian) at the base of the Marne a Fucoidi in the Umbro-Marchean Apennines (Italy). - In: WIEDMANN, J. (Hrsg.): Cretaceous of the Western Tethys: Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen **1987**: 563-584, 12 Abb., 2 Tab.; Stuttgart (Schweitzerbart).

CRESCENTI, U., CROSTELLA, A., DONZELLI, G. & RAFFI, G. (1969): Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte II-litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia). - Mem. Soc. Geol. Ital., **8** (4): 343-420, 65 Abb., 3 Tab.; Pisa.

DE BOER, P. L. (1982): Some remarks about the stable isotope composition of cyclic pelagic sediments from the Cretaceous in the Apennines (Italy). - In: SCHLANGER, S. O. & CITA, M. B. (Hrsg.): Nature and origin of carbon-rich facies, 129-144, 5 Abb.; London (Academic Press).

DE BOER, P. L. (1983): Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in Southern Europe; production and storage of organic matter, stable isotopes, and astronomical influences. Thesis. - Instituut voor Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit, Utrecht, **31**: 112 S.; Utrecht.

DE BOER, P. L. & WONDERS, A. A. H. (1984): Astronomically induced rhythmic bedding in the Cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy). - In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): Milankovitch and climate, 177-190, 4 Abb.; Dordrecht.

ERBA, E. (1988): Aptian-Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (Central Italy). - Riv. It. Paleont. Strat., **94** (2): 249-284, 4 Abb., 1 Taf.; Milano.

FISCHER, A. G. & HERBERT, T. D. (1988): Stratification rhythms: Italo-American studies in the Umbrian facies. - Mem. Soc. Geol. It., **31**: 45-51, 4 Abb.; Roma.

FISCHER, A. G., HERBERT, T. D., NAPOLEONE, G., PREMOLI SILVA, I. & RIPEPE, M. (1991): Albian pelagic rhythms (Piobbico Core). - J. Sed. Petrol., **61** (7): 1164-1172, 4 Abb.; Tulsa.

FISCHER, A. G., HERBERT, T. D. & PREMOLI SILVA, I. (1985): Carbonate bedding cycles in Cretaceous pelagic and hemipelagic sequences. - SEPM Field Trip Guidebook, **4**: 1-10, 6 Abb., 1 Tab.; Tulsa.

HERBERT, T. D. & FISCHER, A. G. (1986): Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. - Nature, **321**: 739-743; London.

HERBERT, T. D., STALLARD, R. F. & FISCHER, A. G. (1986): Anoxic events, productivity rhythms and the orbital signature in a mid-Cretaceous deep-sea sequence from central Italy. - Paleoceanography, **1** (4): 495-506, 5 Abb.; Washington D. C.

MONTANARI, A., CHAN, L. S. & ALVAREZ, W. (1989): Synsedimentary tectonics in the late Cretaceous-early Tertiary pelagic basin of the Nothern Apennines, Italy. - SEPM Spec. Publ., **44**: 379-399, 19 Abb.; Tulsa.

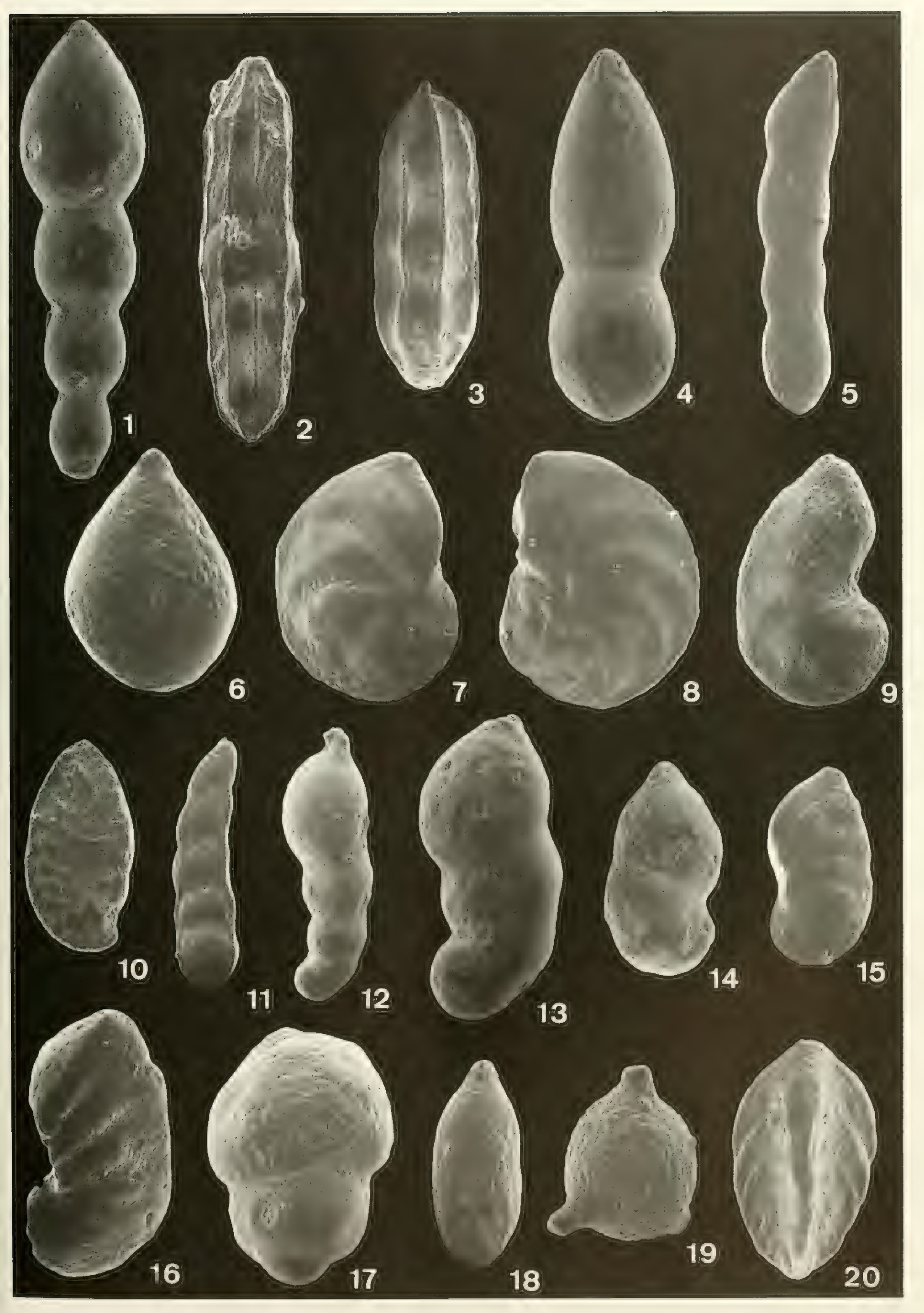
NOÉ, S. (zum Druck eingereicht): High-resolution cyclostratigraphy of Aptian/Albian pelagic sedimentary cycles in the Umbro-Marchean Apennines (Central Italy). - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg.

PRATT, C. M. & KING, J. D. (1986): Variable marine productivity and high eolian input recorded by rhythmic black shales in mid-

---

Tafel 2

Fig. 1 *Nodosaria concinna* REUSS. - Oberapt, APE 63; x 100.
Fig. 2 *Nodosaria paupercula* REUSS. - Oberapt, APE 63; x 95.
Fig. 3 *Nodosaria obscura* REUSS. - Mittelalb, APE 160; x 100.
Fig. 4 *Dentalina oligostegia* (REUSS). - Mittelalb, VN 113; x 100.
Fig. 5 *Dentalina distincta* REUSS. - Oberapt, APE 45; x 100.
Fig. 6 *Lagena globosa* (MONTAGU). - Oberapt, APE 27; x 150.
Fig. 7 *Lenticulina heiermanni* BETTENSTAEDT. - Oberapt, APE 35; x 100.
Fig. 8 *Lenticulina saxocretacea* BARTENSTEIN. - Oberapt, APE 17; x 100.
Fig. 9 *Astacolus gratus* (REUSS). - Mittelalb, APE 145; x 145.
Fig. 10 *Planularia complanata ornatissima* MAGNIEZ-JANNIN. - Vraconnian, VN 284; x 100.
Fig. 11 *Vaginulina aptiensis* EICHENBERG. - Oberapt, APE 54; x 100.
Fig. 12 *Marginulina soluta* REUSS. - Mittelalb, APE 154; x 100.
Fig. 13 *Marginulina inaequalis* REUSS. - Oberalb, VN 241; x 100.
Fig. 14 *Marginulina bullata* REUSS. - Oberalb, VN 183; x 100.
Fig. 15 *Saracenaria italica* DEFRANCE. - Oberapt, APE 33; x 105.
Fig. 16 *Saracenaria forticosta* (BETTENSTAEDT). - Oberapt, APE 27; x 140.
Fig. 17 *Lingulina furcillata* (BERTHELIN). - Oberalb, VN 152; x 140.
Fig. 18 *Globulina prisca* REUSS. - Oberapt, APE 31; x 100.
Fig. 19 *Ramulina laevis* JONES. - Mittelalb, VN 55; x 100.
Fig. 20 *Tristix excavata* (REUSS). - Mittelalb, APE 164; x 100.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

Cretaceous pelagic deposits from Central Italy. - Paleoceanography, **1** (4): 507-522, 3 Abb., 2 Tab.; Washington D. C.

PREMOLI SILVA, I., ERBA, E. & TORNAGHI, M. E. (1989): Paleoenvironmental signals and changes in surface fertility in mid Cretaceous Corg-rich pelagic facies of the Fucoid Marls (Central Italy). - Geobios, Mem. Spec., **11**: 225-236, 6 Abb., 3 Tab.; Lyon.

PREMOLI SILVA, I., RIPEPE, M. & TORNAGHI, M. E. (1989): Planktonic foraminiferal distribution record productivity cycles: evidence from the Aptian-Albian Piobbico core (Central Italy). - Terra Nova, **1** (5): 443-448, 5 Abb.; Oxford.

SCHWARZACHER, W. & FISCHER, A. G. (1982): Limestone-shale bedding and perturbations of the earth's orbit. - In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cyclic and event stratification, 72-95, 7 Abb.; Berlin (Springer).

SLITER, W. V. (1989): Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section. - J. Foram. Res., **19** (1): 1-19, 6 Abb., Taf. 1-3; Lawrence.

TORNAGHI, M. E., PREMOLI SILVA, I. & RIPEPE, M. (1989): Lithostratigraphy and planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Aptian-Albian „Scisti a Fucoidi", Piobbico Core, Marche, Italy; background for cyclostratigraphy. - Riv. It. Paleont. Strat., **95**: 223-264, 3 Abb., 16 Taf.; Milano.

Foraminiferen-Literatur

ATLAS...1 (1979): Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et tethys). - Cahiers de Micropaléont., **1979** (1): 1-185, 6 Abb., Taf. 1-39, 1 Tab.; Paris.

BANNER, F. T. & PEREIRA, C. P. G. (1981): Some biserial and triserial agglutinated smaller foraminifera: their wall structure and its significance. - J. Foram. Res., **11** (2): 85-117, 10 Taf.; Washington, D. C.

BARNARD, T. & BANNER, F. T. (1980): The Ataxophragmiidae of England: Part I, Albian-Cenomanian Arenobulimina and Crenaverneuilina. - Rev. Esp. Micropal., **12** (3): 383-430, 3 Abb., Taf. 1-8; Madrid.

BARTENSTEIN, H. (1952): Systematisch-taxonomische Bemerkungen zu den Foraminiferen-Gattungen *Tribrachia* LOEBLICH & TAPPAN, *Tetraplasia* BARTENSTEIN & BRAND und *Centenaria* MAJZON. - Paläont. Z., **26**: 248-254, 3 Abb., 1 Tab.; Suttgart.

BARTENSTEIN, H. (1954): Revision von BERTHELIN's Mémoire 1880 über die Alb-Foraminiferen von Montcley. - Senck. leth., **35**: 37-50, 1 Taf.; Frankfurt.

BARTENSTEIN, H. (1962): Neue Foraminiferen aus Unterkreide und Oberkeuper NW-Deutschlands und der Schweiz. - Senck. leth., **43**: 135-149, 3 Abb., Taf. 15; Frankfurt.

BARTENSTEIN, H. (1976): Practical applicability of a zonation with benthonic foraminifera in the worldwide Lower Cretaceous. - Geol. Mijnbouw, **55**: 83-86, 1 Abb.; Amsterdam.

BARTENSTEIN, H. (1977): Stratigraphic parallelisation of the Lower Cretaceous in the northern hemisphere-zonation with benthonic index foraminifera. - Newsl. Stratigr., **6**: 30-41, 1 Abb., 2 Tab.; Berlin-Stuttgart.

BARTENSTEIN, H. & BOLLI, H. M. (1986): The Foraminifera in the Lower Cretaceous of Trinidad, W. I. - Part 5: Maridale Formation, upper part; *Hedbergella rohri* zone. - Eclogae geol. Helv., **79**: 945-999, 6 Taf.; Basel.

BARTENSTEIN, H. & BRAND, E. (1951): Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis. - Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **485**: 239-337, 3 Abb., 25 Taf.; Frankfurt.

BARTENSTEIN, H., BETTENSTAEDT, F. & BOLLI, H. M. (1957): Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad, B. W. I. - Erster Teil: Cuche- und Toco-Formation. - Eclogae geol. Helv., **50**: 5-67, 3 Abb., 8 Taf.; Basel.

BARTENSTEIN, H., BETTENSTAEDT, F. & BOLLI, H. M. (1966): Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad, W. I. - Zweiter Teil: Maridale Formation (Typlokalität). - Eclogae geol. Helv., **59**: 129-177, 1 Abb., 4 Taf.; Basel.

BERTHELIN, G. (1880): Mémoire sur les Foraminifères fossiles de l'Etage Albien de Montcley (Doubs). - Mém. Soc. Geol. France, (3), **1**: 1-84, 4 Taf.; Paris.

BERTRAM, H. & KEMPER, E. (1982): Die Foraminiferen des späten Apt und frühen Alb Nordwestdeutschlands. - Geol. Jb., **A65**: 481-497, 3 Taf.; Hannover.

BETTENSTAEDT, F. (1952): Stratigraphisch wichtige Foraminiferen-Arten aus dem Barreme vorwiegend Nordwest-Deutschlands. - Senckenbergiana, **33**: 263-295, 4 Taf., 1 Tab.; Frankfurt.

BOLLI, H. M. (1957): The Foraminiferal Genera *Schackoina* THALMANN, emended and *Leupoldina*, n. gen. in the Cretaceous of Trinidad, B. W. I. - Eclogae geol. Helv., **50**: 271-278, 1 Abb., 2 Taf.; Basel.

Tafel 3

Fig. 1 *Discorbis* sp. - Vraconnian, VN 287; x 140.
Fig. 2 *Discorbis* sp. - Mittelalb, VN 112; x 100.
Fig. 3 *Valvulineria infracretacea* (MOROZOVA). - Oberalb, VN 159; x 145.
Fig. 4 *Valvulineria infracretacea* (MOROZOVA). - Oberalb, VN 159; x 150.
Fig. 5 *Gyroidina nitida* (REUSS). - Oberapt, APE 29; x 140.
Fig. 6 *Gyroidina nitida* (REUSS). - Oberapt, APE 25; x 167.
Fig. 7 *Gavelinella barremiana* BETTENSTAEDT. - Oberapt, APE 19; x 140.
Fig. 8 *Gavelinella barremiana* BETTENSTAEDT. - APE 19; x 140.
Fig. 9 *Pleurostomella subnodosa* REUSS. - Mittelalb, APE 147; x 100.
Fig. 10 *Pleurostomella bulbosa* (TEN DAM). - Mittelalb, VN 84; x 100.
Fig. 11 *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN). - Oberapt, APE 29; x 167.
Fig. 12 *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN). - Oberapt, APE 17; x 140.
Fig. 13 *Gavelinella baltica* BROTZEN. - Oberalb, VN 167; x 167.
Fig. 14 *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN). - Oberalb, VN 241; x 100.
Fig. 15 *Gavelinella cenomanica* (BROTZEN). - Oberalb, VN 158; x 100.
Fig. 16 *Osangularia schloenbachi* (REUSS). - Mittelalb, APE 142; x 140.
Fig. 17 *Globorotalites bartensteini* BETTENSTAEDT. - Vraconnian, VN 277; x 100.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

BOLLI, H. M., LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. H. (1957): Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. - U. S. Nat. Mus., Bull., **215**: 3-50, Abb. 1-9, Taf. 1-11; Washington, D. C.

BRADY, H. B. (1884): Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger, during the years 1873-1876. - Rep. Sci. Results Voyage H. M. S. Challenger, Zool., **9**: I-XXI, 1-814, 21 Abb., 115 Taf., 4 Tab.; London.

BROTZEN, F. (1942): Die Foraminiferengattung *Gavelinella* nov. gen. und die Systematik der Rotaliformes. - Sver. geol. unders., Arsbok, **36** (8): 1-60, 18 Abb., 1 Taf.; Stockholm.

BROWN, N. K. (1969): Heterohelicidae CUSHMAN, 1927, emended, a Cretaceous planktonic foraminiferal family. - Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfoss., Geneva 1967, **2**: 21-67, 15 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Genf.

CARBONNIER, A. (1952): Sur un gisement de foraminifères d'age Cénomanien supérieur de la région de Taza (Maroc). - Bull. Soc. géol. France, (6), **2** (1-3): 111-122, Taf. 5-7; Paris.

CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Hrsg.): Plankton stratigraphy, 17-86, 37 Abb., 1 Tab.; Cambridge.

CARTER, D. J. & HART, M. B. (1977): Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropalaeontology. - Bull. Brit. Mus. Nat. Hist., Geol. Ser., **29** (1): 1-135, 52 Abb., 4 Taf.; London.

CRITTENDEN, S. (1983): *Osangularia schloenbachi* (REUSS, 1863): an index foraminiferid species from the Middle Albian to Late Aptian of the southern North Sea. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **167** (1): 40-64, 8 Abb.; Stuttgart.

CUSHMAN, J. A. (1936): New genera and species of the families Verneuilinidae and Valvulinidae and of the subfamily Virgulininae. - Spec. Publ. Cushman Lab. Foram. Res., **6**: 1-71, 8 Taf.; Sharon.

CUSHMAN, J. A. (1937): A Monograph of the Foraminiferal Familiy Verneuilinidae. - Spec. Publ. Cushman Lab. Foram. Res., **7**: I-XIII, 1-157, 1 Abb., 20 Taf.; Sharon.

CUSHMAN, J. A. (1946): Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas. - U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., **206**: I-III, 1-241, 66 Taf.; Washington. D. C.

CUSHMAN, J. A. (1948): Foraminifera. Their classification and economic use. - I-IX, 1-605, 8 Abb., 31 Taf., 55 Fototaf.; 4. Aufl.; Cambridge, Mass.

CUSHMAN, J. A. & ALEXANDER, C. J. (1930): Some Vagulinas and other foraminifera from the Lower Cretaceous of Texas. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **6**: 1-10, Taf. 1-2; Sharon.

CUSHMAN, J. A. & JARVIS, P. W. (1928): Cretaceous foraminifera from Trinidad. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **4**: 85-103, Taf. 12-14; Sharon.

CUSHMAN, J. A. & OZAWA, Y. (1930): A monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae recent and fossil. - Proc. U. S. Nat. Mus., no. 2829, 77, Art. 6: 1-185, 40 Taf.; Washington, D. C. (Reprint: Lochem 1970)

CUSHMAN, J. A. & TEN DAM, A. (1948): *Globigerinelloides*, a new genus of the Globigerinidae. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **24** (2): 42-43, Abb. 4-6, Taf. 8; Sharon.

CUSHMAN, J. A. & WATERS, J. A. (1927): Some arenaceous foraminifera from the Upper Cretaceous of Texas. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **2**: 81-85, Taf. 12; Sharon.

EGGER, J. G. (1899): Foraminiferen und Ostracoden aus Kreidemergeln der Oberbayrischen Alpen. - Abh. K. bayer. Akad. Wiss. II. Cl. XXI, Bd. I, Abh., 230 S., 26 Taf.; München.

FRANKE, A. (1914): Die Foraminiferen und Ostracoden des Emschers, besonders von Obereing und Berne nördlich Dortmund. - Z. dt. Geol. Ges., **66** (3): 428-443, 27 Taf.; Stuttgart.

FRANKE, A. (1928): Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. - Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., **111**: 1-207, 2 Abb., 18 Taf.; Berlin.

FRANKE, A. (1936): Die Foraminiferen des deutschen Lias. - Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., **169**: 1-138, 2 Abb., 12 Taf.; Berlin.

FUCHS, W. (1968): Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten von Grabenwald (Salzburg). - Verh. Geol. B.-A. Wien, **1968**: 87-97, 1 Abb., 4 Taf.; Wien.

GANDOLFI, R. (1942): Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch Cretacico dei dintorni di Balerna (Canton Ticino). - Riv. Ital. Paleont., Mem., **4**: 1-160, 49 Abb., 1 Tab., 14 Taf.; Mailand.

GAWOR-BIEDOWA, E. (1969): The genus *Arenobulimina* CUSHMAN from the Upper Albian and Cenomanian of the Polish Lowlands. - Rocz. Polsk. Tow. Geol., **39**: 73-102, 13 Abb, Taf. 5-8; Krakau.

GAWOR-BIEDOWA, E. (1972): The Albian, Cenomanian and Turonian foraminifers of Poland and their stratigraphic importance. - Acta Palaeont. Polon., **17** (1): 1-155, 14 Abb., 20 Taf., 4 Tab.; Warschau.

GEROCH, S. (1959): Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. - Paläont. Z., **33**: 113-122, 2 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

GEROCH, S. & NOWAK, W. (1984): Proposal of zonation for the Late Tithonian-Late Eocene, based upon Arenaceous Foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. - Benthos'83: 225-239, 1 Abb., 8 Taf., 2 Tab.; Pau-Bordeaux.

GLAESSNER, M. F. (1966): Notes on Foraminifera of the genus *Hedbergella*. - Eclogae geol. Helv., **59**: 179-184, 1 Abb.; Basel.

GRABERT, B. (1959): Phylogenetische Untersuchungen an *Gaudryina* und *Spiroplectinata* (Foram.) besonders aus dem nordwestdeutschen Apt und Alb. - Abh. senckenb. naturf. Ges., **498**: 1-71, 27 Abb., 3 Taf., 3 Tab.; Frankfurt.

HANZLIKOWA, E. (1972): Carpathian Upper Cretaceous Foraminiferida of Moravia (Turonian-Maastrichtian). - Roz. Ust., Geol., **39**: 1-160, 5 Abb., 40 Taf.; Prag.

HOFKER, J. (1957): Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. - Beih. Geol. J.-B., **27**: 1-464, 495 Abb.; Hannover.

KRASHENINNIKOV, V. A. & PFLAUMANN, U. (1978): Cretaceous agglutinated foraminifera of the Atlantik Ocean off West Africa (Leg 41, Deep Sea Drilling Project). - Init. Rpt. DSDP, **41**: 565-580, 5 Taf.; Washington, D. C.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1982): A revision of mid-Cretaceous textularian foraminifers from Texas. - J. Micropaleont., **1**: 55-69, 2 Taf.; London.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1984): Suprageneric classification of the Foraminiferida (Protozoa). - Micropaleont., **30** (1): 1-70; New York.

LOEBLICH, A. R., JR. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. - 970 S., 847 Taf.; New York (Van Nostrand Reinhold).

LONGORIA, J. F. (1974): Stratigraphic, morphologic and taxonomic studies of Aptian planktonic foraminifera. - Rev. Esp. Micropal., No. Extraord. Dicembre **1974**: 1-134, 9 Abb., 27 Taf., 8 Tab.; Madrid.

LUTERBACHER, H. P. & PREMOLI SILVA, I. (1962): Note préliminaire sur une révision du profil de Gubbio, Italie. - Riv. Ital. Paleont., **68** (2): 253-288, 3 Abb., Taf. 19-23; Mailand.

MAGNIEZ-JANNIN, F. (1975): Les foraminifères de l'Albien de l'Aube: Paléontologie, stratigraphie, écologie. - Cahiers de Paléont., 1-360, 141 Abb., 3 Tab., 26 Taf.; Paris.

MANTOVANI UGUZZONI, M. P. & PIRINI RADRIZZANI, C. (1967): I Foraminiferi delle Marne a Fucoidi. - Riv. Ital. Paleont. **73** (4): 1181-1256, Taf 85-94.; Milano.

MARIE, P. (1941): Les Foraminifères de la Craie à *Belemnitella mucronata* du Bassin de Paris. - Mém. Mus. Nat. Hist. Natur., n. s., **12**: 3-296, 37 Taf.; Paris.

MARTIN, L. (1964): Upper Cretaceous and Lower Tertiary foraminifera from Fresno County, California. - Jahrb. Geol. B.-A., Sonderb., **9**; 128 S.; Wien.

MICHAEL, E. (1966): Die Evolution der Gavelliniden (Foram.) in der NW-deutschen Unterkreide. - Senck. leth., **47** (5-6): 411-457, 16 Abb., 1 Taf.; Frankfurt.

MICHAEL, E. (1967): Die Mikrofauna des NW-deutschen Barreme. Teil I. Die Foraminiferen des NW-deutschen Barreme. - Palaeontographica, Suppl.-Bd. **12**: 1-176, 9 Abb., 26 Taf., 22 Tab.; Stuttgart.

MOULLADE, M. (1966): Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la „Fosse Vocontienne". - Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, **15** (1-2): 1-369, 27 Abb., 17 Taf.; Lyon.

MOULLADE, M. (1984): Intérêt des petits Foraminifères benthiques „profonds" pour la biostratigraphie et l'analyse des paléoenvironments océaniques mésozoiques. - Benthos'83: 429-464, 5 Abb., 10 Taf., 3 Tab.; Pau-Bordeaux.

NEAGU, T. (1975): Monographie de la faune des foraminifères éocrétacés du Couloir de Dimbovicioara, de Codlea et des Monts Persani (Couches de Carhaga). - Mém. Inst. Geol. Géophys., **25**: 1-141, 24 Abb., 110 Taf.; Bukarest.

PFLAUMANN, U. (1964): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. - 1-180, I-XXII, 9 Abb., 14 Taf.; Diss. Univ. München.

RENZ, O. (1936): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. - Eclogae geol. Helv., **29**: 1-149, 14 Abb., 15 Taf.; Basel.

REUSS, A. E. (1845): Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. - Abt. 1, Teil 2: 1-148, Taf. 14-51; Stuttgart.

REUSS, A. E. (1851): Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. - Haid. naturw. Abh., **4**: 17-52, Taf. 2-6; Wien.

REUSS, A. E. (1860): Die Foraminiferen der westphälischen Kreideformation. - Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., **40**: 1-94, 13 Taf.; Wien.

REUSS, A. E. (1862): Die Foraminiferen-Familie der Lageniden.- Sitzungsber. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl. **46**: 308-342, Taf. 1-7; Wien.

REUSS, A. E. (1863): Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault. - Sitzungsber. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., **46**: 5-100, 13 Taf.; Wien.

RISCH, H. (1970): Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. - I-IV, 1-180, 7 Abb., 18 Taf.; Diss. Univ. München.

RISCH, H. (1971): Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. - Palaeontographica, **A 138**: 1-80, 8 Abb., Taf. 1-8, 4 Tab.; Stuttgart.

ROBASZYNSKI, F., CARON, M., GONZALES DONOSO, J. M. & WONDERS, A. A. H. (Hrsg.): Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. - Rev. Micropaleont., **26** (3-4): 145-305, 11 Abb., 54 Taf.; Paris.

SALAJ, J. (1980): Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunesie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunesiens). - 240 S., 64 Taf., 12 Tab.; Bratislava.

SALAJ, J. & SAMUEL, O. (1966): Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. - 291 S., 18 Abb., 48 Taf., 36 Tab.; Bratislava.

SIGAL, J. (1948): Notes sur les genres de Foraminifères *Rotalipora* BROTZEN 1942 et *Thalmanninella*. Famille des Globorotaliidae. - Rev. Inst. Pétr. Ann. Combust. liqu., **3** (4): 95-103, 2 Taf.; Paris.

SIGAL, J. (1952): Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. - 19th Intern. Geol. Congr., Monogr. Rég., ser. 1, no. **26**: 1-45, 46 Abb., 1 Tab.; Algier.

SIGAL, J. (1966): Contribution à une morphographie des Rosalines. 1. Le genre *Ticinella* REICHEL, souche des Rotalipores. - Eclogae geol. Helv., **59** (1): 185-218, 6 Taf., 1 Tab.; Basel.

SIGAL, J. (1969): Contribution à une monographie des Rosalines. 2. L'espèce *Rotalipora appenninica* (O. REINE, 1936), origine phylétique et taxinomie. - In: BRÖNNIMANN, P. & RENZ, H. H. (Hrsg.), Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils, Vol.II: 622-639, 2 Taf.; Leiden.

SLITER, W. V. (1975): Foraminiferal Life and Residue Assemblages from Cretaceous Slope Deposits. - Bull. Geol. Soc. Amer., **86**: 897-906, 9 Abb., 2 Tab.; Boston.

SUBBOTINA, N. N. (1953): Fossile Foraminiferen der UdSSR: Globigerinidae, Hantkeninidae und Globorotaliidae (russ.). - Trudy VNIGRI, N. S., **76**: 1-296, 8 Abb., 41 Taf.; Leningrad.

TEN DAM, A. (1946): Arenaceous foraminifera and Lagenidae from the Neocomian (Lower Cretaceous) of the Netherlands. - J. Paleont., **20** (6): 570-577, Taf. 87-88; Tulsa.

TEN DAM, A. (1948): Foraminifera from the Middle Neocomian of the Netherlands. - J. Paleont., **22**: 175-192, 3 Abb., Taf. 32; Tulsa.

TEN DAM, A. (1950): Les Foraminifères de l'Albien des Pays-Bas. - Mém. Géol. Soc. France, N. S., **63**: 1-67, 8 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Paris.

WEIDICH, K. F. (1984): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman-Untercampan) der Bayerischen Alpen. - Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **162**: 1-151, 51 Abb., 21 Taf., 10 Tab.; München.

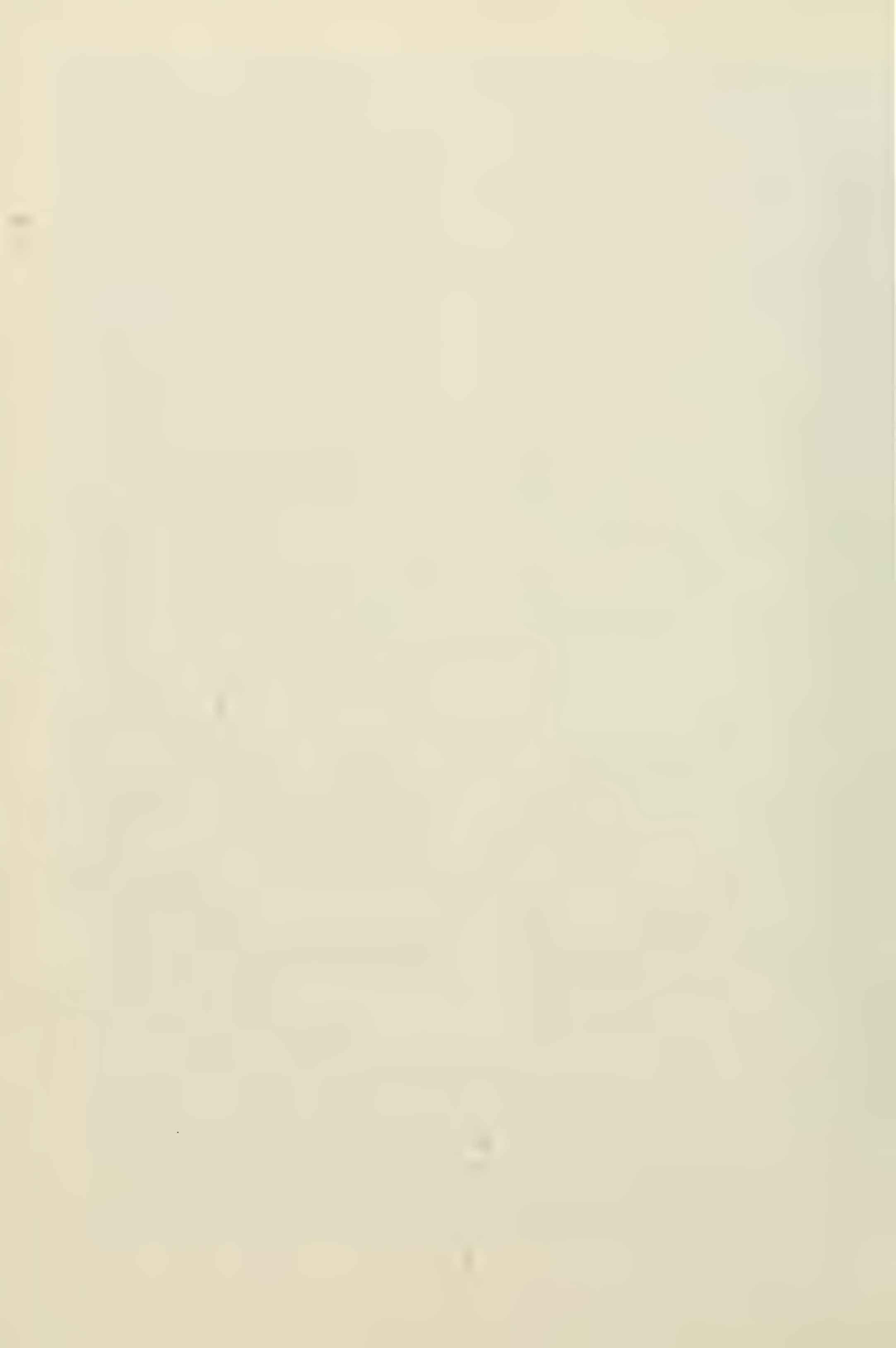
WEIDICH, K. F. (1988): On the variability of some recent and fossil „*Clavalina*" species (Foraminifera). - Abh. Geol. B.-A., **41**: 337-354, 3 Abb., 5 Taf.; Wien.

WEIDICH, K. F. (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. - Zitteliana, **17**: 312 S., 30 Abb., 31 Tab., 62 Taf.; München.

WONDERS, A. A. H. (1975): Cretaceous planktonic foraminifera of the *Planomalina buxtorfi* group from El Burrueco, Southern Spain. - Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., **B 78**: 83-93, 4 Abb., 1 Taf.; Amsterdam.

WONDERS, A. A. H. (1978): Phylogeny, classification and biostratigraphic distribution of keeled Rotaliporinae.- Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., **B 81**: 113-144, 6 Abb., 5 Taf., 1 Tab.; Amsterdam.

WONDERS, A. A. H. (1979): Middle and Late Cretaceous pelagic sediments of the Umbrian Sequence in the Central Apennines. - Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., **B 82**: 171-205, 5 Abb., 13 Taf.; Amsterdam.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	213–221	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Praestorrsella roestae (VISSER), a foraminiferal index fossil for Late Cretaceous deeper neritic deposits

By

LUKAS HOTTINGER & ESMERALDA CAUS*)

With 2 Text-Figures and 2 Plates

ABSTRACT

The genus *Praestorrsella* GOWDA, 1978 (with its type species *Cibicides roestae* VISSER, 1951) is transferred from the Rotaliidae to the Glabratellidae taking into account its tightly coiled trochospiral test of small size with conspicuous dorsal ornamentation by pustules, its ventral radial grooves indicating plastogamic reproduction, the closely grouped umbilical piles and some common features of internal architecture of the shell, in particular the presence of a low umbilical plate with a large radial passage from chamber lumen to umbilical cavity. *P. roestae* produces structurally complex intersections easy to recognize in random thin slides of Late Cretaceous deeper neritic deposits rich in orbitoid foraminifera.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Genus *Praestorrsella* GOWDA, 1978 (Typspecies *Cibicides roestae* VISSER, 1951) wird von der Familie Rotaliidae zu den Glabratellidae transferiert auf Grund von den engtrochospiralen, auffallend kleinwüchsigen Schalen mit einer starken Ornamentierung der Dorsalseite durch engstehende Pusteln, von radialen Rillen auf der ventralen Schalenseite, welche auf plastogame Vermehrung hinweisen, und von den eng gruppierten Umbilicalpfeilern. Außerdem gibt es deutliche Gemeinsamkeiten im architektonischen Aufbau der Schale, insbesondere eine niedrige Umbilicalplatte mit einem radialen Durchgang, welcher das Kammerlumen mit den Hohlräumen der Umbilicalregion verbindet. Im nicht-orientierten Dünnschliff produzieren die kleinen Schalen komplexe, aber leicht zu erkennende Schnittfiguren in Gestein, welches die tieferneritischen Ablagerungen reich an orbitoiden Foraminiferen des Campan und des Maastricht charakterisiert.

1. INTRODUCTION

In random thin sections of orbitoidal limestones, very small but structurally complex sections of a tightly coiled rotaliid foraminifer often occur. They characterize deeper neritic deposits of Late Campanian and Maestrichtian age in association with *Sirtina* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Hellenocyclina* sp. and/or small, compressed siderolitids. These sections are identified here as belonging to shells of *Cibicides roestae* VISSER, type species of the genus *Praestorrsella* GOWDA as picked up by LOEBLICH & TAPPAN 1987. As it happens, GOWDA had worked out his thesis at the University of Basel and had left some of his material from India in the collections of this institution. We are therefore in a position to compare topotype material of *Cibicides roestae* VISSER from Maestricht with GOWDA's material from India and with the random sections in hard rock from many places in Spain or from elsewhere.

P. roestae is a striking example for many benthic species easy to identify by their complex, peculiar structure but difficult to classify by the lack of adequate structural analysis. In the case of *P. roestae*, this difficulty is reflected by its frequently changing attribution to different genera in subsequent publications. With the proposition of a particular generic name for this species by GOWDA, its nomenclature may be stabilized but the problem as to its systematic position is not solved.

* Prof. Dr. LUKAS HOTTINGER, Geologisches Institut, Bernoullistraße 32, CH-4056 Basel, Switzerland; Dr. ESMERALDA CAUS, Departamento de Paleontologia, Universidad Autonoma de Barcelona, Bellaterra, Barcelona 08193, Spain.

Praestorrsella roestae was discovered in 1951 by VISSER in the type Maestrichtian deposits and described under the generic name *Cibicides*. It was classified later by HOFKER in 1955 as *Lockhartia* and subsequently (HOFKER 1966) as *Tremastegina* and thus transferred from the rotaliids to the amphisteginids. GOWDA (1978) retransferred the species to the rotaliids; its particular generic name expresses its supposed closeness to the Paleocene genus *Storrsella*. LOEBLICH & TAPPAN (1987) followed this opinion stressing however the need of more detailed and more objective morphological documentation. The latter consists so far mainly of HOFKER's drawings in several subsequent publications. They provide contradicting evidence clearly biased by successive, fundamentally different interpretations.

Thus, the purpose of this paper is to provide additional documentation of the external and internal morphology of *P. roestae*'s shell, to analyze its structural features and to discuss its systematic position.

This paper is a contribution to IGCP project 262. Field work was supportet in the framework of DGICYT-project PB-90/0718. We thank ALFRED LOEBLICH for providing a copy of GOWDA's paper (1978) published in India.

2. SYSTEMATIC DESCRIPTION

Praestorrsella roestae (VISSER, 1951)
Pl. 1, Fig. 1-19; Pl. 2, Fig. 1-9; Text-Fig. 1

1951 *Cibicides roestae* n. sp. - VISSER: 291, pl. 6, fig. 9.

1955 *Lockhartia roestae* (VISSER). - HOFKER: 4-5, fig. a-e.

1959 *Lockhartia roestae* (VISSER). - HOFKER: 289-290, figs. 95-96.

1966 *Tremastegina roestae* (VISSER). - HOFKER: 24, figs. 1-9.

1964 b *Rotalia* (s. l.) *roestae* (VISSER). - GOWDA: 308.

1977 *Tremastegina roestae* (VISSER). - VILLAIN: 67.

1978 *Praestorrsella roestae* (VISSER). - GOWDA: 3, fig. 2 a-k, fig. 3 a, b.

1985 *Tremastegina roestae* (VISSER). - DROOGER & DE KLERK: 120, pl. 1, fig. 1.

1987 *Praestorrsella roestae* (VISSER). - LOEBLICH & TAPPAN: 662, pl. 758, fig. 7-11.

2.1 EXTERNAL ASPECT OF SHELL

Comparatively small (about 0,5 mm in diameter) lamellar-perforate, trochospiral, involute, inequally biconvex, subconical to hemispherical test.

Dorsal side hemispherical to conical, strongly ornate with imperforate, thick pustules arranged in vaguely spiral pattern; dorsal chamber sutures in few ultimate chambers backwards inclined, depressed or flush, in earlier chambers obscured by ornamentation, visible only when the lateral chamber wall of the last few chambers is eroded. The alar chamber-extensions form loose spirals reaching the shell apex in about half a volution. Dorsal lateral chamber walls coarsely perforate inbetween imperforate, heavy pustules reaching the height of the chamber lumen in the subsequent shell whorl.

Ventral shell surface convex but flattened, always much less convex than dorsal side. Septal sutures obscured by heavy ornamentation covering the ventral, lateral chamber walls with radially directed, simple or outwardly forked, imperforate ridges alternating with narrow radial grooves carpeted with two or three rows of pore mouths. Towards the umbilical region, the grooves fuse into a reticular pattern similar to the pattern of reticular zones in orbitolinids (but of course not homologous with such a structure).

Periphery rounded to angular, ornamented by the peripheral end of the ventral imperforate ridges. In the ultimate half or quarter whorl, the periphery may be faintly lobulate. 12 chambers in the last whorl of adult specimens reaching about 0,5 mm in diameter. Aperture not observed.

2.2 ARCHITECTURE
(Text-Fig. 1)

The growth spiral of this species is very tightly coiled: in the equatorial zone, the radial extension of the chamber lumen is not much more than twice the chamber height in the dorsal and less than twice the height of the ventral alar chamber extensions. Dorsal part of the septum straight, inclined backwards with respect to the direction of growth. Dorsal alar extension of the septum very low, reaching the apex in a loose coil of half a volution.

The shell has a narrow umbilical space filled with a group of umbilical piles protruding more or less from the ventral surface of the shell. In the umbilical area, this surface is formed by fused triangular folia. The foliar nature of the umbilical cover can be recognized only in sections of the shell as the ornamentation obscures the sutures of subsequent folia. Residual foliar apertures are kept open during growth of subsequent whorls and produce vertical canals opening into the ambient environment inbetween umbilical piles.

Intercameral foramen consisting of a single, low arch in marginal-interiomarginal position at the base of the septal face.

There is a septal flap covering only small parts of the septal face in the ventral part of the shell. No septal flap was observed on the dorsal part of the septum. The septal flap merges into a tiny umbilical plate separating the ventral main chamber lumen from an umbilical cavity system. The umbilical plate admits a single, large, rounded passage connecting the ventral chamber lumen in radial direction with the umbilical cavities.

The strong ornamentation of the previous whorl by inflational pustules combined with the exceptionally low chamber cavities produce partial subdivisions of the chamber lumen. On the ventral side, the radial ridges on the previous whorl occupy about half of the ventral chamber lumen in the next whorl. Their peripheral extensions however touch the

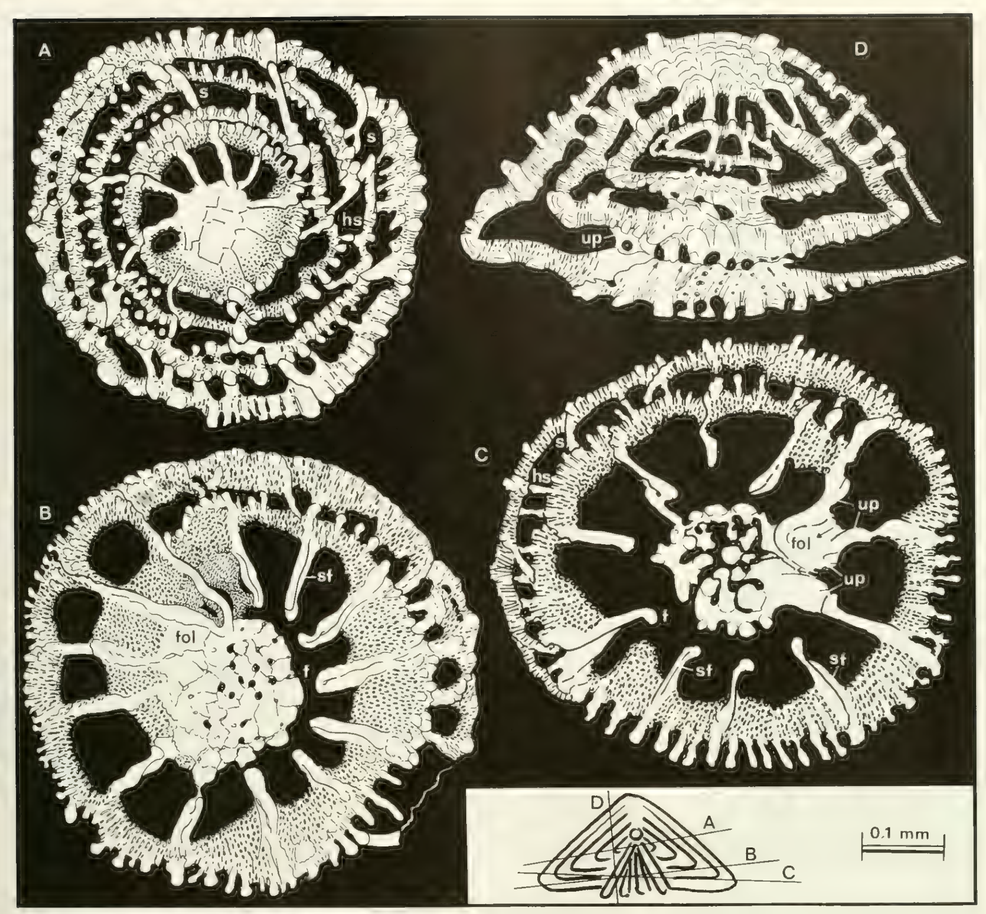


Fig. 1 A-D: *Praestorrsella roestae* (VISSER). - Camera lucida drawings. Position of sections see A-D in legend. f: foramen, fol: folium, hs: hemiseptulum, s: septum, sf: septal flap, up: umbilical plate producing in section C „shoulders" between which the radial passage (arrow) admits communication between main chamber lumen and umbilical cavities. A from Vilavella fm., Pyrenees; Campanian. B-C from Southern India; Maastrichtian.

very low ventral lateral walls and fuse with its inner lining producing thus hemiseptula with a circular to oval cross-section. The previous whorl's pustules on the dorsal side touch the low lateral walls and subdivide the dorsal alar extensions of the chamber cavity with cylindrical hemiseptular elements. In contrast to the umbilical zone, the dorsal pustules are intermittently superposed from one whorl to the next producing only few, radial piles of lamellae. The disposition of the umbilical pustules is strongly coordinated from one whorl to the next by superposition. The latter produces a regular, conical bundle of piles from the first to the last whorl. In-between the piles of lamellae, vertical umbilical canals connect the cavities of superposed shell whorls. They are inter-connected by an horizontal network of canals derived from covering the reticular grooves on the ventral shell surface by the next whorl.

Proloculus spherical, about 30 μm wide. No dimorphism observed.

2.3 DISTRIBUTION

P. roestae is known so far from Maastricht (Netherlands, type locality of the Maestrichtian stage), the Pyrenean Basin and its margins south and north of today's mountain range, from the Subbetic margin of the Betic Cordillieran Basin in Southern Spain (Sierra Seca, Granada; AZEMA et al. 1979: pl. XL), and from Southern India (see in particular the list of synonymies). In all those cases, *P. roestae* is associated to orbitoid foraminifera indicating a Maestrichtian and possibly also Campanian age. For more precision, a revision of the Campanian-Maestrichtian boundary and its position in respect of orbitoid evolution would be necessary.

2.4 OTHER SPECIES

GOWDA (1978) described additional two species as belonging to his new genus *Praestorrsella*. The material available in Basel does not allow to recognize the two species. From the

somewhat summary description given by GOWDA, it seems very probable that these two species are not to be placed in the genus *Praestorrsella: P. reicheli* GOWDA may be a *Daviesina* or a small *Siderolites*, while *P. ariyalurensis*, described as evolute on the ventral side, is not recognizable beyond this feature. Thus, for the time being, *Praestorrsella* has to be considered as a monotypic genus.

3. DISCUSSION

P. roestae has a very small size. Therefore, primary cements coating the cavities and/or outer shell surfaces hamper the analysis of the structural elements more than in larger-sized isolated specimens and may obscure pores and passages. By combining the observations on random sections in hard rock, on oriented sections of isolated specimens and on SEM graphs, we try to document the structural features of this form in spite of its small size. However, the preservation of the material does not permit a close analysis of the lamellar architecture.

VISSER's description from 1951 concerns only the outward aspect of shell morphology in this species. HOFKER's interpretation of its structure was based on sections of isolated topotypes from Maastricht coated by primary cements illustrated by camera lucida drawings. They agree with our own observations as to chamber arrangement, as to the position of the marginal-interiomarginal foramen and as to the existence of dorsal hemiseptula generated by pustules supporting the lateral walls of the next whorl's chamber. They also agree to some extent with the existence of a tiny circum-umbilical cavity producing a kind of spiral canal by the separation of the main chamber lumen from the umbilical cavity system by an umbilical plate.

This latter element was singled out in HOFKER's drawings 4, 7, 8 (1966) by stippled surfaces interpreted as tooth-plates. However, our material has not produced intersections as HOFKER's fig. 8 (1966) comparable to *Pararotalia* and *Neorotalia* with a free edge of a true toothplate and corresponding to an areal, komma-shaped foramen (HOTTINGER et al. 1991). Therefore, we interpret this element as umbilical plate.

HOFKER's fig. 9 (1966) depicts stellar chamberlets on the highly convex side of the shell as revealed by chemical erosion of the shell surface. For this reason, he interpreted the highly convex side of the shell as ventral and accordingly the coiling as inverse-trochospiral. This is in opposition to HOFKER's own oblique and equatorial sections (1966, fig. 4, 6) and to our own observations. There is a simple spiral of uniserial chambers in this species. Therefore, *P. roestae* has no relations with amphistiginids.

Neither the original manuscript thesis of GOWDA (1964a) nor its partial publication (GOWDA 1978) produce in its drawings supplementary information on *P. roestae*'s structure. According to GOWDA's verbal description, LOEBLICH & TAPPAN (1987) define the genus *Praestorrsella* by having „rotaliid intraseptal passages" but no external sutural fissures. While the latter feature is confirmed by all previous authors and our own observations, the existence of intraseptal passages without openings to the exterior is highly improbable: Intraseptal passages are partially closed, interlocular spaces communicating always with the exterior. Our direct observations on the shell do not confirm the existence of intraseptal passages but the existence of a septal flap tightly glued to restricted parts of the septal face.

Plate 1 *Praestorrsella roestae* (VISSER). - Light microscope. Scale bar 0,5 mm valid for all specimens.

Fig. 1 Not quite centered axial section of large specimen. Alinya formation, Montsec, Southern Pyrenees, Spain; Late Campanian (see also CAUS et al. 1988).

Fig. 2-3 Sections more or less parallel to and at various distances from shell coiling axis. Betic Cordillieras, Maastrichtian (see AZÉMA et al. 1979, pl. 40).

Fig. 4 Section perpendicular to coiling axis, through dorsal part of shell. Vilavella fm., Sant Corneli Anticline, Tremp, Southern Pyrenees; Campanian (see GALLEMI et al. 1983).

Fig. 5 Section not quite perpendicular to coiling axis, centered. Note proloculus. Alinya E of Segre river, Serra de Turp, see CAUS et al. 1988; Late Campanian.

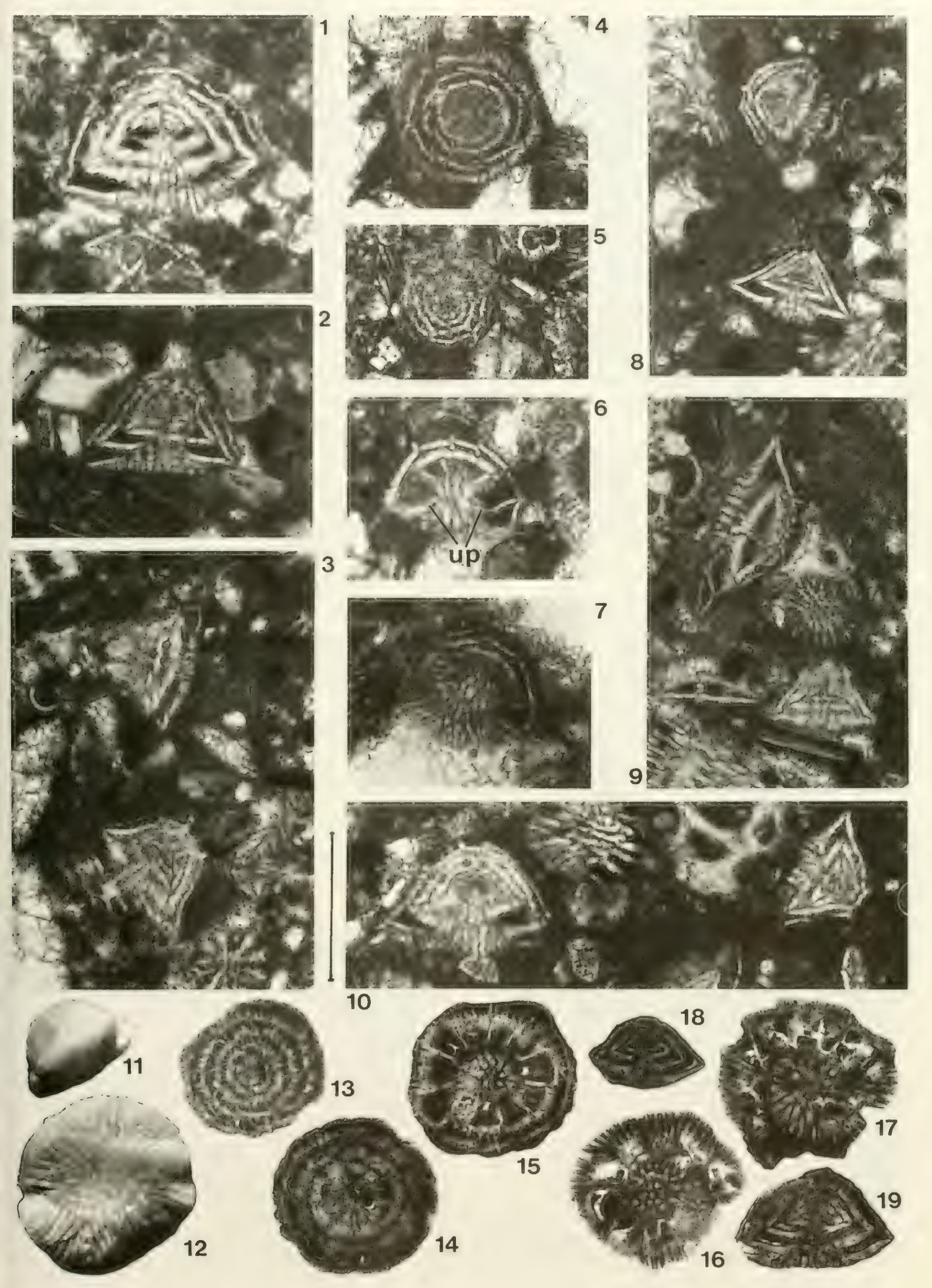
Fig. 6-7 Basal sections, slightly oblique; note umbilical plate (up) in 6. From Maestrichtian, Betic Cordillieras.

Fig. 8-10 Randomly oblique sections. Maestrichtian Betic Cordillieras.

Fig. 11-12 Lateral and basal views of isolated specimens; GOWDA's material from Vilagudi limestone, Ariyalur group, South India; Maestrichtian.

Fig. 13-17 Series of sections perpendicular to shell coiling axes, from 13 nearest to shell apex to 17 in shell basis. GOWDA's material.

Fig. 18-19 Subaxial sections, not quite centered; GOWDA's material.



HOTTINGER, L. & CAUS, E.: *Praestorrsella roestae* (VISSER)

4. SYSTEMATIC POSITION OF *PRAESTORRSELLA*

By its modest size and its marginal, radial ornamentation of the ventral shell surface, *P. roestae* resembles a *Trocholina.* Although trocholinas have no septa, its umbilical architecture admits a canal system with simple, radial passages connecting the main lumen with a network of umbilical canals and a wreath of radial grooves not transformed into a cavity system by subsequent shell layers (HOTTINGER 1976). The question arises, if the ventral, marginal ornament common to trocholinids and *Praestorrsella* may reveal a phylogenetic link in particular between *Neotrocholina valdensis* REICHEL (1956), with a primary calcitic test, and *Praestorrsella.* On the other hand, similar radial, marginal ornamentation on ventral shell surfaces are known as true analogies in such unrelated forms as *Bolivinella, Annulopatellina, Angulodiscorbis* and *Glabatella* (see LOEBLICH & TAPPAN 1987). These ornaments are a functional feature indicating plastogamic reproduction cycles (see LOEBLICH & TAPPAN 1964 = gamontogamic cycle in LEE et al. 1991). However, *Praestorrsella* shells were never found in plastogamic position, ventral surface against ventral surface, as it is occasionally seen in residues containing *Bolivinella, Glabratella* or *Patellina.* Thus, we have to keep in mind the combination of an umbilical canal system linked by radial passages to the main tubular cavity of the shell with a ventral ornament indicating plastogamy as a feature common to *Trocholina* and *Praestorrsella.*

The presence of an umbilical plate in *Praestorrsella* may hint to a phylogenetic link with the group of Late Cretaceous to Paleogene rotaliids and in particular with *Storrsella* (DROOGER 1960). Although documented only by drawings, this genus doubtlessly possesses a well developed umbilical canal system, a single interiomarginal to marginal aperture, umbilical plates and dorsal alar chamber extensions. The existence of open intraseptal spaces is highly probable since the ventral sutures are deeply fissured and remain partially open.

Lockhartia (MÜLLER-MERZ 1980) is distinguished by foliar apertures present in *Praestorrsella* and missing in *Storrsella. Praestorrsella* cannot be a direct, Late Cretaceous predecessor of Paleocene lockhartias because large, complex, highly specialised rotaliids with similar structural features, „*Pseudorotalia*“ *schaubi* HOTTINGER (1966), appear already in Early Santonian times. The same is true for *Rotalia* s. str. with *R. reicheli* HOTTINGER (1966) as an equally large and specialized species, while pararotalias (with a true toothplate; HOTTINGER et al. 1991) appear with *Praestorrsella* during the Campanian time interval.

There are two extant genera showing some remarkable similarities with *Praestorrsella*: *Discorbinoides* SAIDOVA, 1975 (type: *D. subpatelliformis* SAIDOVA, 1975) is characterized by an umbilical ornamentation with peripheral, radial grooves and umbilical piles (text fig. 2). The umbilical piles are produced by marked lamellar inflation of the imperforate foliar wall. When superposed in successive whorls, they form continuous piles similar to the ones in *Praestorrsella.* The umbilicus however is not entirely covered by fused folia. The dorsal side is evolute but covered with fine pustules obscuring the pattern produced by the chamber sutures. The latter are strongly inclined backwards, while the umbilical chamber sutures are radial, again as in *Praestorrsella.* A specimen with missing ventral chamber walls (probably resorbed during plastogamy) figured by HOTTINGER et al. 1993, pl. 148, fig. 5, shows septa disposed in radial direction below the ventral wall and forked towards the umbilical cavity. The fork indicates the double-walled nature of the septum and therefore the presence of a septal flap. There is obviously a shallow element closing off the main chamber lumen from the umbilical cavities and interpreted here as umbilical plate. In dorsal direction, above this element, a wide radial passage admits communication between main chamber lumen and the umbilical cavities. This internal architecture is almost identical with the one described here in *Praestorrsella roestae.*

Conorbella HOFKER, 1951 (type: *Discorbina pulvinata* BRADY, 1884) is less known as to its interior morphology. However, the umbilical ornamentation is identical and there are heavy dorsal pustules much like those of *Praestorrsella roestae.* In contrast to the latter, both extant genera mentioned here have evolute dorsal sides.

Plate 2 *Praestorrsella roestae* (VISSER). - Free specimens, topotypes from Maastricht (Limburg, Netherlands). SEM micrographs. Scale bar 0,1 mm.

Fig. 1 Dorsal view.

Fig. 2 Dorsal view of young specimen; note perforation in ultimate, slightly inflated chambers.

Fig. 3 Dorsal view of eroded specimen; Note septum (s) spiraling upwards towards shell apex.

Fig. 4 Oblique ventral view. Note peripheral radial ornament in penultimate shell whorl coalescing with dorsal-peripheral chamber wall in order to produce hemiseptula (hs). The ventral suture corresponding to the septum (s) can not be distinguished from other radial furrows.

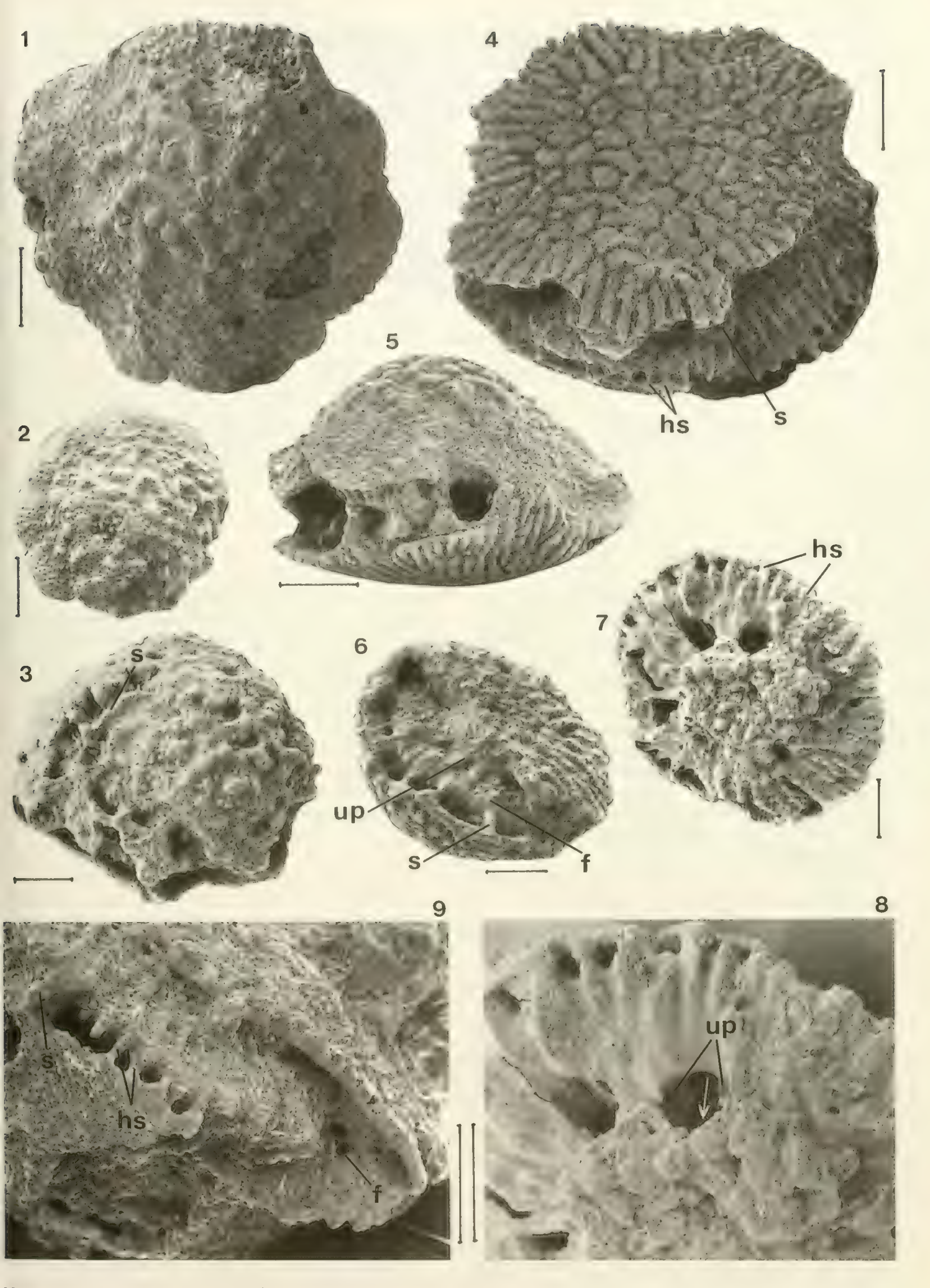
Fig. 5 Lateral view.

Fig. 6 Oblique ventral view, ultimate half whorl eroded. Note „empty“ space over exposed previous whorl where the interiomarginal foramen (f) left no mark of the septum (s) while the umbilical plate (up) with its single, radial passage towards the umbilical cavities, closes off the chamber cavity.

Fig. 7 Oblique-ventral view of damaged specimen. All the ventral and peripheral chamber walls of the last whorl are broken away. Note hemiseptula at periphery.

Fig. 8 Detail of Fig. 7 showing umbilical plate (up) and radial passage (arrow) in chamber of penultimate shell whorl seen through a gap in the foliar wall belonging to this chamber and covering part of the umbilicus.

Fig. 9 Peripheral view showing foramen in interiomarginal position, partly obstructed by cement crystals coating the interior wall surfaces of all cavities in the shell. s: septum; hs: hemiseptulum.


1
4
5
2
3
6
7
9
8
s
hs
up
f

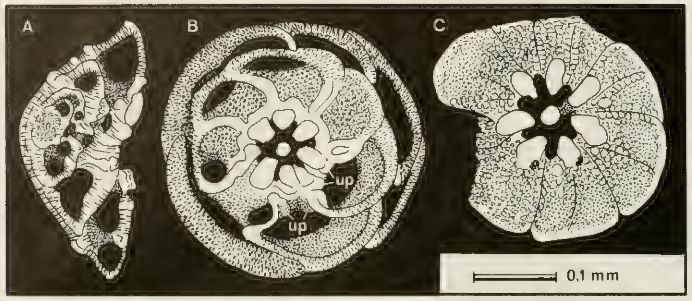


Fig. 2 A-C: *Discorbinoides* sp. - Gulf of Aqaba, off Marine Biological Laboratory, Elat, Red Sea; 150m depth. Camera lucida drawings.

A. Not quite centered axial section missing proloculus and central umbilical pile.

B. Section parallel to shell base. Note reclining septa in dorsal and radial septa in ventral part of the shell. Low umbilical plates (up) appear in section as „shoulders", the gap between them corresponds to the radial passages.

C. Section in a plane defined by the periphery of the last whorl. Dorsal part of shell removed, ventral part observed and drawn by transparency. Note large single piles crowning each folium. Radial passage by keeping open radial furrow between neighbouring piles when covered by subsequent whorl.

5. CONCLUSION

P. roestae, as described above, shows general similarities, namely 1. a trochospirally coiled, chambered shell of small size, 2. indications of plastogamic reproduction by its ventral, radial, ornamentational grooves independant of or in addition to sutural positions, 3. dense, heavy ornamentation on the dorsal side, exceptional for shells of such small size, and 4. the group of piles filling the narrow umbilical space, with representative genera of the family Glabratellidae. In addition, there is a striking similarity of the internal morphology of the shell between *P. roestae* and at least one species of *Discorbinoides*. Therefore, the genus *Praestorrsella* GOWDA, 1978 is transferred here from the rotaliid subfamily Rotaliinae to the family Glabratellidae.

The difference in chamber arrangement on the dorsal side of the shell, involute in *Praestorrsella* and evolute in all other genera of the family Glabratellidae justifies the maintenance of the particular genus *Praestorrsella* with its type species *P. roestae*. Accordingly, the stratigraphic range of the family is extended by its first appearance already in the Late Cretaceous Campanian stage (compare LOEBLICH & TAPPAN 1987, DECROUEZ 1989). As to the history of plastogamic reproduction, *Praestorrsella* apparently narrows the time gap between possible Early Cretaceous trocholinid plastogamonts and the Early Tertiary ones.

REFERENCES

AZÉMA, J., FOUCAULT, A., FOURCADE, E., GARCIA-HERNANDEZ, M., GONZALES-DONOSO, J., LINARES, A., LINARES, D., LOPEZ-GARRIDO, A. C., RIVAS, P. and VERA, J. A. (1979): Las microfacies del Jurasico y Cretacico de las zonas externas de las cordilleras Béticas. - Monographia Universidad Granada, 83 pp., 25 figs., 46 pls.; Granada.

CAUS, E., RODES, D. & SOLÉ SUGRANES, L. L. (1988): Bioestratigrafia y estructura del Crétacico superior de la Vall d'Alinya (Pyreneo oriental, prov. de Lleida). - Acta geologica hispanica, **23**: 107-118; 3 figs., 2 pls.; Barcelona.

DECROUEZ, D. (1989): Generic Ranges of Foraminiferida. - Rev. Paléobiol., **8** (1): 263-321; Genève.

DROOGER, C. W. (1960): Some early rotaliid Foraminifera. - Proc. Konikl. Nederl. Akad. Wetensch., **B 63**: 287-334; 3 figs., 5 pls.; Amsterdam.

DROOGER, C. W. & DE KLERK, C. D. (1985): The punctuation in the evolution of Orbitoides in the Campanian of South-West France. - Utrecht Micropaleont. Bull., **33**: 1-32; 62 figs., 12 tab., 5 pls.; Utrecht.

GALLÉMI, R. M. & PONS, J. M. (1983): Coniacian-Maastrichtian of the Tremp Area (South Central Pyrenees). - Newsl. Stratigr., **12** (1): 1-17, 3 tab.; Berlin, Stuttgart.

GOWDA, S. S. (1964a): The Foraminifera of the South Indian Cretaceous-Eocene. - Thesis Faculty of Sciences, Basel University, (MS), 287 pp., 70 figs, 7 pls., Basel.

GOWDA, S. S. (1964b): The Foraminifera of the South Indian Cretaceous-Eocene. - Eclog. Geol. Helv., **57** (1): 299-313, 1 tab.; Basel.

GOWDA, S. S. (1978): A new genus of foraminifera from the Cretaceous rocks of South India. - Proc. Indian Acad. Sci., Animal Sciences, **87 B**: 1-5, 6 figs; Bangalore.

HOFKER, J. SEN. (1955): Foraminifera of Southern Limburg, Netherlands, I. *Lockhartia roestae* (VISSER). - Natuurhistorisch Maandblad, **44** (1-2): 4-5, fig. 1a-e; Maastricht.

HOFKER, J. SEN. (1959): Les Foraminifères des craies tuffoides de Charente et Dordogne de l'Aquitaine, France du Sud-Ouest. - C. R. Soc. Savantes Paris et Dépt., Colloque sur le Crétacé supérieur francais, 253-368, 3 tab., 214 figs.; Paris (Gauthier-Villars).

HOFKER, J. SEN. (1966): Foraminifera from the Upper Cretaceous of South-Limburg, Nederlands, IXXXIII: *Tremastegina roestae* (VISSER). - Natuurhistorisch Maandsblad, **55** (2): 24-26; Maastricht.

HOTTINGER, L. (1966): Foraminifères rotaliformes et orbitoides du Sénonien inférieur Pyrénéen. - Eclog. Geol. Helv., **59**: 277-301, 11 figs., 6 pls.; Basel.

HOTTINGER, L. (1976): An Early Umbilical Canal System in *Trocholina chouberti* n.sp. from the Lower Cretaceous of North-Eastern Morocco. - Eclog. Geol. Helv., **69** (3), 815-820, 2 figs., 1 pl.; Basel.

HOTTINGER, L., HALICZ, E. and REISS, Z. (1991): The Foraminiferal Genera *Pararotalia*, *Neorotalia* and *Calcarina*: Taxonomic Revision. - Jour. Paleont., **65** (1): 18-33, 8 figs.; Lawrence, Kansas.

HOTTINGER, L., HALICZ, E. and REISS, Z. (1993): Recent Foraminiferida from the Gulf of Aqaba, Red Sea. - Slovenska Akad. Znan. Umet., Cl. IV, Dĕla **32:** 176 pp., 230 pls., Ljubljana.

LEE, J. J., FABER jr. W. W., ANDERSON, O. R. & PAWLOWSKI, J. (1991): Life cycles of foraminifera. - In: LEE, J. J. & ANDERSON O. R. (eds.), Biology of Foraminifera, 284-334, 43 figs.; London and San Diego (Academic Press).

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1964): Sarcodina, chiefly „Thecamoebians“ and Foraminifera. - In: MOORE, R. C. (ed.), Treatise on invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2. - 900 pp.; Lawrence, Kansas (Kansas University Press).

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1987): Foraminiferal genera and their classification. - 2 vols., 970 pp.; New York (Van Nostrand Reinhold).

MÜLLER-MERZ, E. (1980): Structural analysis of selected rotaliid foraminifera. - Schweiz. Paläont. Abh., **101**: 5-70, 27 figs., 15 pls.; Basel.

REICHEL, M. (1956): Sur une Trocholine du Valanginien d'Arzier. - Eclog. Geol. Helv., **48**: 396-408, 5 figs., 3 pls.; Basel.

VILLAIN, J.-M. (1977): Le Maastrichtien dans sa région type (Limbourg, Pays-Bas). Etude stratigraphique et micropaléontologique. - Palaeontographica, Abt. A, **157**: 1-87, 28 figs., 13 pls.; Stuttgart.

VISSER, A. M. (1951): Monography on the foraminifera of the type-locality of the Maestrichtian (South-Limburg, Netherlands). - Leids. Geolog. Med., **16**: 197-359, 1 fig., 1 tab., 16 pls.; Leiden.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	223–252	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Age Assignments of Larger Foraminiferal Assemblages of Maastrichtian to Eocene Age in Northern Pakistan

By

WOLFGANG WEISS*)

With 12 Text-figures and 9 Plates

ABSTRACT

Geological, microfaunal and biostratigraphical records were obtained from selected sections of the Upper Indus Basin of northern Pakistan (the western Salt Range, the Kohat area, the Sulaiman Range).

Eight assemblages of larger foraminifers were identified within the Late Cretaceous and Early Paleogene formations. They were dated as exactly as possible by means of Tethyan planktonic foraminifers. Several refinements of previous age assessments were obtained. The larger foraminifers which were identified are important for establishing a firm age of the shallow marine formations. They support the knowledge of the paleobiogeography of the larger foraminifers within the eastern Tethys realm.

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden geologische, mikrofaunistische und biostratigraphische Ergebnisse dargestellt, die aus Untersuchungen an Referenzprofilen des oberen Indus-Becken im nördlichen Pakistan (der westlichen Salt Range, der Kohat-Region und der Sulaiman Range) gewonnen wurden.

Acht Großforaminiferen-Gesellschaften aus der jüngsten Oberkreide und dem Paläogen wurden festgestellt. Sie wurden mit Hilfe der tethyalen Standardgliederung nach planktonischen Foraminiferen so genau wie möglich datiert. Dadurch können frühere Altersangaben verfeinert werden. Die Kenntnis der verschiedenen Großforaminiferen-Gesellschaften hat wesentliche Bedeutung für die Biostratigraphie der flachmarinen Sedimente der Region. Die Beobachtungen bekräftigen die Kenntnisse zur paläobiogeographischen Verbreitung der Großforaminiferen der östlichen Tethys.

1. INTRODUCTION

The author participated in several reconnaissance field parties in the Upper Indus Basin of northern Pakistan in 1985 and 1986. The biostratigraphy and paleoenvironment of late Mesozoic and Paleogene formations of the Upper Indus Basin, in particular that of the Salt Range, the Kohat area and the Sulaiman Range, were studied on the basis of microfossils, with preference on planktonic and larger foraminifers (WEISS 1988).

The main objectives of the microfaunal and foraminiferal studies were (1) to compare Cretaceous and Paleogene reference sections in several areas of northern Pakistan (the western Salt Range, the Kohat area and the Sulaiman Range), (2) to ascertain the biostratigraphic ages of the Mesozoic and Cenozoic formations and express these ages preferably in terms of modern standard planktonic foraminiferal zonation, and (3) to describe the widely distributed assemblages of larger foraminifers of the different Upper Indus formations and to integrate these assemblages as exactly as possible into the standard Cretaceous and Cenozoic planktonic foraminiferal zones.

*) Dr. WOLFGANG WEISS, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Stilleweg 2, D-30655 Hannover

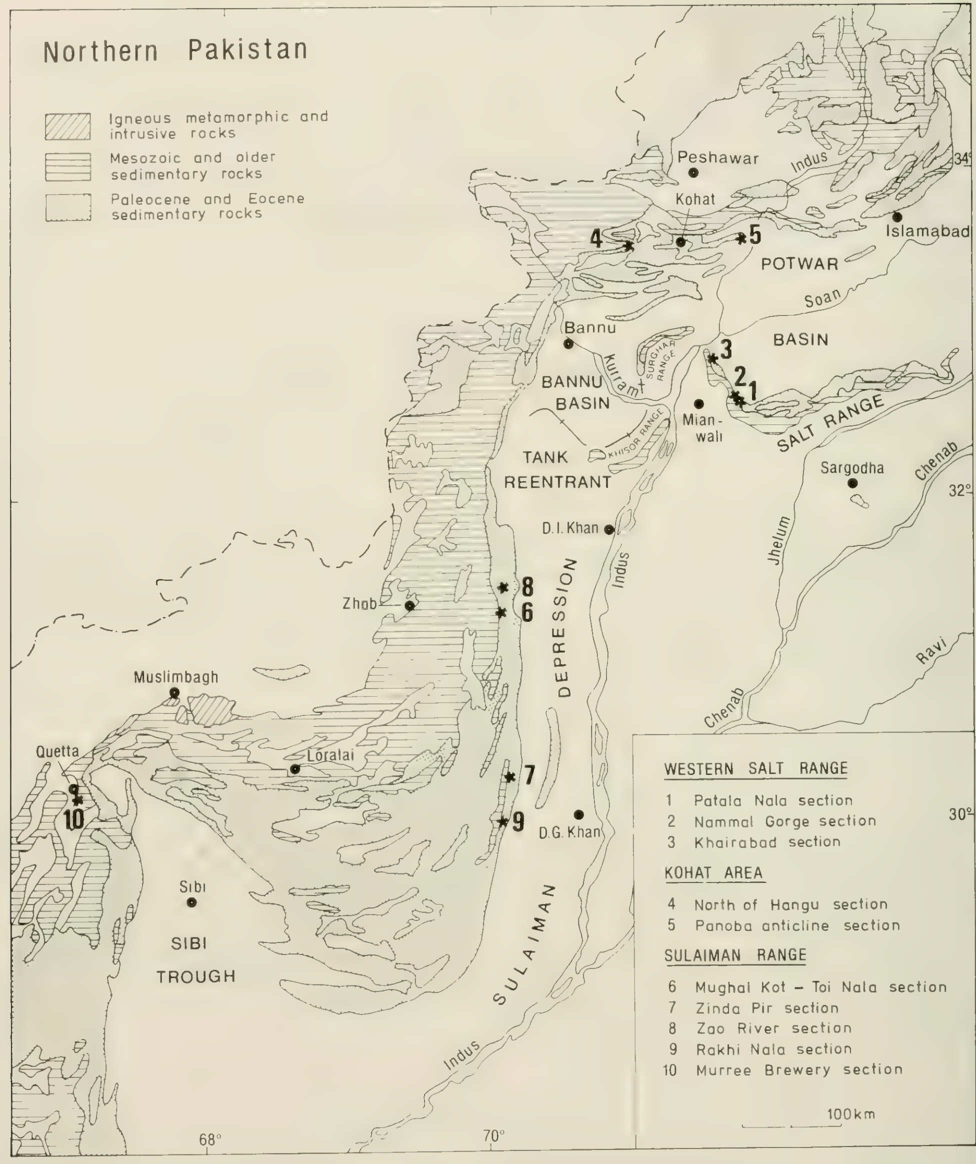


Fig. 1: Location map of investigated sections of the Upper Indus Basin (after EAMES 1952, Geological Map of Pakistan 1:2 000 000 1964, SHAH 1977 and PORTH & KAMRAN in PORTH & HILAL A. RAZA 1988).

The distribution of the larger foraminifers of the Upper Cretaceous and Paleogene presented in this paper is based on regional standard sections (Fig. 1) which were more or less continuously sampled. Samples would be taken preferably at the base and the top of the formations and at several horizons within the formations which were found to reflect typical lithologies or were found remarkable either through changing lithology or through different faunal contents as seen from visual inspections.

The studied intervals are from the following sections and areas:

- the western Salt Range:

(1) the Paleogene interval of the Patala Nala section;
(2) the Paleogene interval of the Nammal Gorge section;
(3) the Paleogene interval of the Khairabad section;

- the Kohat area:

(4) the Createaceous to Paleogene interval of the section North of Hangu;
(5) the Paleogene interval of the Panoba Anticline section;

- the Sulaiman Range:

(6) the Jurassic to Paleogene interval of the Mughal Kot-Toi Nala section;
(7) the Paleogene interval of the Zinda Pir section;
(8) the Eocene interval of the Zao River section;
(9) the Cretaceous to Paleogene interval of the Rakhi Nala section;
(10) the Cretaceous to Paleogene interval of the Murrey Brewery Gorge section.

About 158 microfaunas from washed residues of shales and marls and about 100 thin sections from limestone samples are reported here. Stratigraphic assignments and formation determinations of the studied intervals of the sections were done mainly according to the literature (SHAH 1977, PORTH & HILAL A. RAZA 1990a, b) and field observations. Composition of microfaunas and in particular the distribution of planktonic and larger foraminifers which were investigated in detail are given in Figs. 2-11.

Cretaceous and Paleogene foraminiferal taxonomy and zones are adopted mainly from BOLLI (1957, 1966), BLOW (1969, 1979), POSTUMA (1971), STAINFORTH et al. (1975), ROBASZYNSKI & CARON (1979), ROBASZYNSKI et al. (1984), CARON (1985), and TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985) for the planktonic foraminifers, and from DAVIES & PINFOLD (1937), SMOUTH (1954), NAGAPPA (1959), HOTTINGER (1960), ADAMS (1970), KURESHI (1975, 1978) and SCHAUB (1981) for the larger foraminifers.

ACKNOWLEDGEMENTS

I wish to thank the staff of the Hydrocarbon Development Institute of Pakistan (HDIP) (Mr. HILAL A. RAZA, Director General and Head of the HDIP, Mr. RIAZ AHMED, Principal Geologist of Field Geology and Petroleum Geology, Mr. MUZAFFAR KAMRAN, Senior Geologist, Mr. IDREES KHAN, Senior Chemist, Mr. SALIM MEHMOOD, Geologist) and the project leaders of the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) (Dr. PORTH, Dr. RANKE, Dr. JURGAN) who shared the days in the field with me and for stimulating discussions. I also thank the people of the Pakistan provinces and tribes for their hospitality. I am grateful to Mr. LUPPOLD and Mrs. ENGEL (BGR) for sample preparation and drafting. Dr. WOLFART (BGR) is thanked for his critical reading an earlier version of the manuscript. My colleagues Mrs. Dr. FENNER, Mrs. Dr. KÖTHE, Dr. VON DANIELS and Dr. GRAMANN have offered contructive criticism of the manuscript and many important suggestions.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Indus Basin of Pakistan is subdivided in two basins, the Upper Indus Basin and the Lower Indus Basin, each consisting of several subbasins, ranges, plateaus, provinces (SHAH 1977, PORTH & HILAL A. RAZA 1990a, b). The various structural elements which are arranged in a garland-like pattern along the Indo-Pakistan-Eurasian plate convergence in Pakistan belong to different tectonic units, the Hazara Block and the Sulaiman Block, of the Indo-Pakistan Plate which is separated by the Makran-Khojak-Pishin Flysch Belt from the Afghanistan and Turan Blocks of the Eurasian Plate (BANNERT 1992: fig. 1).

The locations of the studied sections of the Upper Indus Basin (the western Salt Range, the Kohat area, the Sulaiman Range) which belong to the Hazara Block and the Sulaiman Block of the Indo-Pakistan Plate are shown in Fig. 1.

Mesozoic and Paleogene sediments of the eastern fold belts of the Upper Indus Basin (as well as of the Lower Indus Basin) are deposited on a broad shelf area of the passive continental margin of the Indo-Pakistan Plate (BANNERT 1992). The fold belts originated since the Paleocene as a result of the main collision of the Indo-Pakistan Plate with the Eurasian Plate (BANNERT 1992: 7).

The formations of the Salt Range comprise successions of stable-platform, marine sediments of Late Precambrian and Cambrian, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous (questionable), Paleogene age, followed by Early Miocene to Pleistocene molasse sediments (GEE 1980, 1989).

In the northwestern Kohat area (the Kohat Salt Region) the surface formations are equally of shallow marine platform type and are of Tertiary to Quaternary age. Late Cretaceous sediments with poor ammonite and foraminiferal biostratigraphy (LATIF 1970, FATMI 1973, SHAH 1977) are exposed occasionally in the cores of the anticlines.

In the Sulaiman Range shallow marine shelf sediments have been documented for the Permian to the Late Eocene (SHAH 1977). Paleogene shallow marine sediments of the Sulaiman Range show some differences in both facies and biostratigraphy from those of the western Salt Range and the Kohat area, reflected by lithology or microfauna.

3. RESULTS

3.1 REFINEMENTS OF THE REGIONAL STRATIGRAPHY

The succession and microfaunal biostratigraphy of the Mesozoic and Cenozoic formations of the Upper Indus Basin of northern Pakistan has been summarized by a number of authors which gave a large amount of informations (e. g. NUTTALL 1925, 1926, DAVIES 1926, 1927, DAVIES & PINFOLD 1937, EAMES 1952, GILL 1952, 1953, HAQUE 1956, SMOUT & HAQUE 1956, NAGAPPA 1959, HUNTING SURVEY CORPORATION 1961, MARKS 1962, LATIF 1963, 1964, ADAMS 1970, FATMI 1973, KURESHY 1966, 1969, 1971, 1972, 1974, 1975, 1976, 1977, 1978, SHAH 1977, PORTH & HILAL A. RAZA 1990a, b). New biostratigraphic results are available from studies on calcareous nannofossils and dinoflagellates by KÖTHE (1987, 1988), of benthic and planktonic foraminifers by BUTT (1987, 1991), NASEER A. SHAFIQUE & VON DANIELS (1990) and JAMIL AFZAL & VON DANIELS (1991).

The revised nomenclature for the stratigraphic units of the Cretaceous and Paleogene in northern Pakistan, set up by the Stratigraphic Committee of Pakistan (FATMI 1973, SHAH 1977), is followed here with minor modifications.

Biostratigraphic age assignments of the different Upper Cretaceous and Paleogene formations and related lithostratigraphic units on the basis of foraminiferal data from the author's studies are shown in Figs. 2-11.

The following results should be mentioned:

1) According to planktonic foraminifers, the beginning of the pelagic Goru Formation in the Mughal Kot-Toi Nala section and the Murree Brewery Gorge section of the Sulaiman Range (Figs. 7-8) was dated as late Early Cretaceous and equivalent to the planktonic foraminiferal *Rotalipora ticinensis* and *Rotalipora appenninica* Zones of Late Albian. According to planktonic foraminifers described by GIGON (1962) and

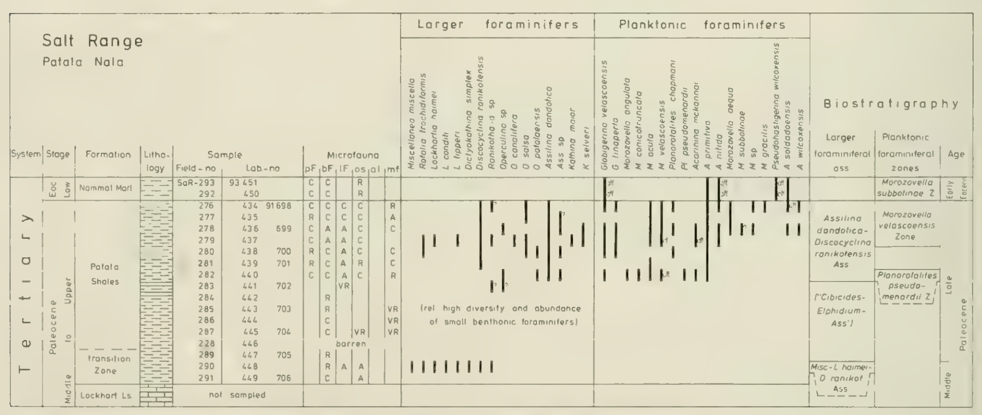


Fig. 2: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the Patala Nala section, western Salt Range.

Abbreviations used in Figs. 2-12.

Microfauna:
- rad = radiolarians
- pF2 = planktonic foraminifers
- bF = benthic foraminifers
- lF = larger foraminifers
- os = ostracods
- al = algae
- mf = mesofauna

Planktonic foraminiferal genera: A. = *Acarinina*, Ab. = *Abathomphalus*, „G." = *Globigerina*, G. = *Globotruncana*, Gt. = *Globigerinatheka*, H. = *Hantkenina*, M. = *Morozovella*, O. = *Orbulinoides*, Pl. = *Planorotalites*, T. = *Turborotalia*, Tr. = *Truncorotaloides*.

Larger foraminiferal genera: Ass. = *Assilina*, D. = *Discocyclina*, Dictyoc. = *Dictyoconoides*, Dictyok. = *Dictyokathina*, Fl. = *Flosculina*, L. = *Lockhartia*, Misc. = *Miscellanea*, N. = *Nummulites*, Omphaloc. = *Omphalocyclus*, Orb. = *Orbitoides*, Rot. = *Rotalia*, Sid. = *Siderolites*.

Cretaceous planktonic foraminiferal zones according to CARON (1985), Paleogene planktonic foraminiferal zones according to TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985).

Lithological symbols used in Figs. 2-11

- = conglomerate
- = sandstone, partly calcareous
- = claystone, shale, partly sandy or calcareous
- = limestone
- = marl
- = gypsum

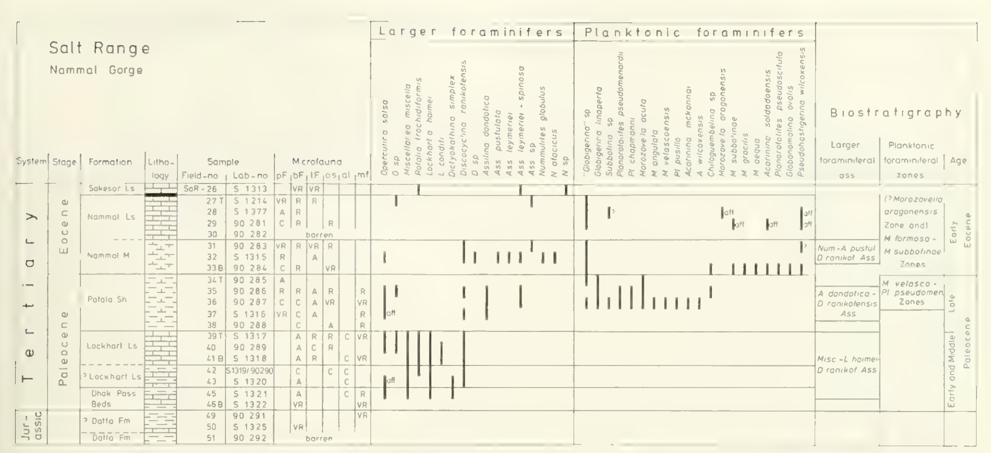


Fig. 3: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the Nammal Gorge section, western Salt Range. Abbreviations see Fig. 2.

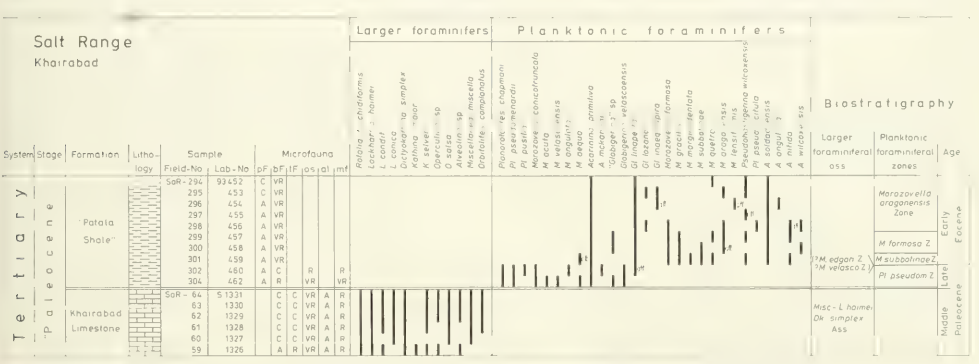


Fig. 4: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the Khairabad section, western Salt Range. Abbreviations see Fig. 2.

FRITZ & KHAN (1967), the upper limit of the Goru Formation could be assigned within an interval between the Early-Middle Cenomanian *Rotalipora reicheli* Zone to Early/Middle Campanian *Globotruncana ventricosa* Zone of planktonic foraminifers.

There are no supporting data by the author's studies based on planktonic foraminifers proving the correlation of the Goru Formation (Late Albian to Late Turonian-Early Coniacian) of the Sulaiman Range with the generally unfossiliferous Lumshival Sandstone Formation of the western Kohat area (SHAH 1977: 54) which was assigned to be of Aptian-Early Albian(!) age. The Lumshival Sandstone Formation underlies the Late Cretaceous Darsamand Limestone of the Kawagarh Formation (PORTH & HILAL A. RAZA 1990a: fig. 4; PORTH & HILAL A: RAZA 1990b: fig. 2) (see below).

2) There is a remarkable facies and paleoenvironment change between the Parh Formation which is lithologically similar to the underlying Goru Formation (HUNTING SURVEY CORPORATION (1961) and KURESHI (1978) included these strata in the Parh Group!) and the overlying Mughal Kot Formation, as seen in the Mughal Kot-Toi Nala section (Fig. 7; compare also EAMES 1952, WILLIAMS 1959, SHAH 1977). The change of facies was dated, according to planktonic foraminifers, as close to Late Turonian to Early Coniacian times (see below).

The Parh Formation consists of pelagic, light-grey limestone and marlstone sequences (about 300 m thick) and is similar to that of the Goru Formation (about 120 m thick), whereas the Mughal Kot Formation (about 1150 m thick; thicknesses according to SHAH 1977 and PORTH 1990b) comprises conglomerates, thick shale and marlstone sequences. Several sequences are showing slumping and gliding, as repeatedly observed during field parties in the Mughal Kot-Toi Nala and the Rakhi Nala sections. The facies change from pelagic ocean floor sediments to flyschoid foredeep sediments is indicated by microfossils by the complete lack of autochthonous foraminifers within lower parts of the Mughal Kot Formation. No foraminiferal data were obtained from this formation except for scarce reworked and fragmented foraminiferal tests. Most of the samples are completely barren of foraminifers (compare Fig. 7).

From the Parh Formation one sample (SmR-131) taken 5 m below the top of the formation yielded planktonic foraminifers with *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO and *Heterohelix* specimens close to *Heterohelix moremanni* (CUSHMAN)

Kohat area
North of Hangu

System	Stage	Formation	Field-no	Lab-no	rad	pF	bF	lF	os	al	mf
Tertiary	Paleocene, Middle	Lockhart Ls	Ko - 65	S 1445			C			C	
			64	1444			C			R	
			62	1443			C			C	
			61 B	1442			C(C)			(C)	
	Paleocene, Low	Hangu Fm	not sampled								
U Cretaceous		Darsamand Ls (massive)	Ko - 60 T	S 1441			R		VR	C	
			59	1440		R	C			C	
			58	1439		C	C			C	
			57	1438		R	C			C	R
			56	1437		R	R			VR	
			55 B	1436	C	R	VR				
		Darsamand Ls	54	1435		C	VR				
			50	90 796		C	VR				
			49	795	barren						
			53	S 1434		A	VR				
			52	1433		A	VR				
			48	1432		A	VR				
			47	1431		A	VR				
		Kumschwa Ss	46 B	1429		VR					

Planktonic foraminifers / Larger foram

Biostratigraphy

Planktonic foraminiferal zones	Larger foraminiferal ass	Age
	Misc.-Lockh. Kathina maior Ass	Early to Middle Paleoc
A mayaroensis Zone	Rotalia cf trochidiformis Ass	Late Maastr
not zoned		E Maastr to E Camp
M. asymetrica Z		L Sant
M concavata Z	? M primitiva- M sigali Z	
P helvetica Z		
R cushmani Z	? R reicheli- R brotzeni Z	L Cen
		?E Cen

Fig. 5: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the North of Hangu section, Kohat area. Abbreviations see Fig. 2.

Kohat area
Panoba Anticline

System	Stage	Formation	Field-no	Lab-no	pF	bF	lF	os	al	mf
Tertiary	Eocene, Middle	Kohat Fm (northern flank)	Ko - 1 T	S 1380			A			
			2	S 1381		R	A		R	
			3	S 1382			A			
			4	S 1383			A		R	R
			5	S 1384		C	C		R	
	Lower to Middle	Kuldana Fm ?	6							A
		Shekhan Fm	7	S 1385			R	R	C	R
			8	90 378			R	VR		
			9	S 1386			C			R
			10	S 1387			R			
			11	90 379				VR		
			12	S 1388/90380		VR	VR	C		
			13	S 1389			A			
			14	S 1390			C			
			15	S 1391			R		R	R
	Eocene, Lower	Panoba Sh	16	90 381	barren					
			17	90 382	barren					
			18 B	90 383	barren					
		"Patala Sh" (=Tarkhobi Sh) (core of the anticline)	19 T	90 384	barren					
			20	90 385	barren					
			21	90 386	barren					
			22	S 1392			A			
			23	90 387	R					
			24?C	90 388	R					
			25	90 389	R	R				
			26	90 390	C	R				
			27	90 391	VR	R				
			28	S 1393		C	A		R	
			29	90 392	R					
			30	S 1394	R	R	R			
			31 T	90 393	R					
		Panoba Sh	32 B	90 394			VR			
	Lower to Middle	Shekhan Fm / Kuldana Fm ?	not sampled on this flank							
		Kohat Fm (southern flank)	Ko - 43	S 1403	barren					
			42	90 397				C		
			41	90 396				R		
			40	S 1402	barren					
			39	S1401/90395						R
			38	S 1400		R			R	R
			37	S 1399	VR	R	R			
			36	S 1398		R	C		R	
			35	S 1397		R	A			
			34	S 1396		R	A			

Larger foraminifers: Nummulites ex gr atacicus, N. ex gr globulus, N. sp (str pustulose), N. sp, Discocyclina ranikotensis, D sp (sellate), Operculina sp., Assilina pustulosa, Ass daviesi, Ass leymeriei, Ass lacunata, Ass. laminosa, Ass spinosa, Ass sp, Orbitolites complanatus, O sp, Alveolina elliptica, Flosculina globosa, Al delicatissima, Al sp, Dictyoconoides cooki

Plankt. foram: Globigerina" sp, Globigerina linaperta, Acarinina sp, A soldadoensis, Morozovella sp, Planorotalites sp, Pseudohastigerina sp

Biostratigraphy

Larger foraminiferal ass	Planktonic foraminiferal zones	Age
Ass spinosa-Dictyoc cooki-Fl globosa Ass		
Discoc - Ass daviesi- Orb complanatus Ass		? Mid to Early Eocene
Nummulites Assilina Ass	? M formosa - M subbotinae Zones	Early Eocene
Ass spinosa-Dictyoc cooki-Fl globosa Ass		Early to ? Mid Eocene

Fig. 6: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the Panoba Anticline section, Kohat area. Abbreviations see Fig. 2.

and *Heterohelix reussi* (CUSHMAN). Another sample (SmR-132) from about 30 m below the top has shown poor planktonic foraminifers from which specimens of the high-spired *Praeglobotruncana turbinata* (REICHEL) were identified. The last occurrence of high-spired praeglobotruncanids is within the Middle Turonian, whereas the range of *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO is from Middle Turonian to Early Coniacian according to ROBASZYNSKI & CARON (1979). Therefore, the top of the Parh Formation of the Mughal Kot-Toi Nala section of the Sulaiman Range was dated as belonging to the planktonic foraminiferal *Marginotruncana sigali* to *Marginotruncana primitiva* Zones (Fig. 7) which are of Late Turonian to Early Coniacian according to CARON (1985: fig. 3).

3) In the Murree Brewery Gorge section of the Sulaiman Range (Fig. 11), the limestones of the pelagic Goru and Parh

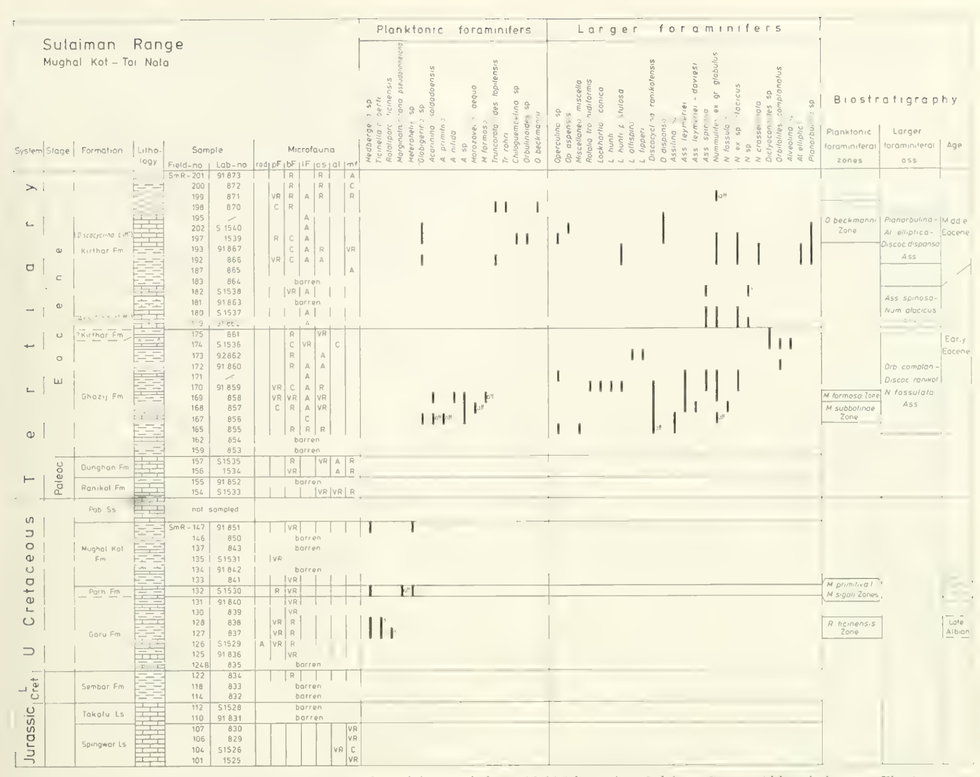


Fig. 7: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the Mughal Kot-Toi Nala section, Sulaiman Range. Abbreviations see Fig. 2.

Fig. 8: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the Zinda Pir section, Sulaiman Range. Abbreviations see Fig. 2.

Formations show low sedimentation rates (the limestones are altogether about 120 m thick) and contain well-preserved and abundant planktonic foraminifers, such as globotruncanids, hedbergellids and heterohelicids. Planktonic foraminiferal zones from the Late Albian *Rotalipora appenninica* Zone to the Late Santonian *Marginotruncana asymetrica* Zone have been identified (Fig. 11). They confirm former age determinations by ALLEMANN (1979). The transition from the Goru Formation to the Parh Formation is either within the interval of the *Marginotruncana sigali* and the *Marginotruncana primitiva* Zones or within the interval of the *Marginotruncana primitiva* and *Marginotruncana concavata* Zones. The age assignment is Early to Late Coniacian according to CARON (1985: fig. 3). The transition is characterized by the disappearance of high trochospiral praeglobotruncanids, i. e. *Praeglobotruncana turbinata* (REICHEL), and by the appearance of early globotruncanids, i. e. *Globotruncana fornicata* PLUMMER.

All limestones from the Murree Brewery Gorge section contain highly diverse and abundant planktonic foraminifers with many keeled species, the sequence must have originated in a tropical oceanic facies. The pelagic part of the Upper Cretaceous sequence of the Murree Brewery Gorge section represents „the floor of Neo-Tethyan ocean between the northern margin of the Indo-Pakistan Plate and the southern

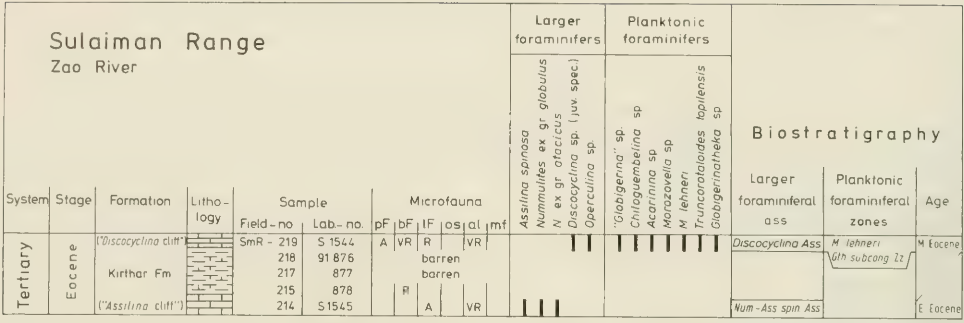


Fig. 9: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the Zao River section, Sulaiman Range. Abbreviations see Fig. 2.

Eurasian margin“ (Bannert 1992: 7). The top of the Parh Formation is of Late Santonian age in this section, as dated by the *Marginotruncana asymetrica* Zone of planktonic foraminifers.

4) The onset of drastic shallowing of the Late Cretaceous ocean is indicated in the Upper Indus Basin of northern Pakistan by the *Orbitoides* Limestone sequence which overlies the flyschoid „Bedded Clays“ in the well-known Rakhi Nala section of the Sulaiman Range (Fig. 10). Former age determinations with larger foraminifers, i. e. *Orbitoides* species, as near the base of the Maastrichtian (Marks 1962) are confirmed by the co-occurrence of *Orbitoides media* (d'Archiac) and *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) which indicates an Early Maastrichtian according to van Gorsel (1978).

A second phase of shallowing, indicated within the Sulaiman Range by the Pab Sandstone sequence of the Mughal Kot-Toi Nala section and the Rakhi Nala section (Figs. 7, 10) and by the shallow water Upper Cretaceous part of the Brewery Limestone sequence of the Murree Brewery Gorge section (Fig. 11), was dated - following Allemann (1979) - now as Late Maastrichtian on the basis of assemblages of larger foraminifers, such as *Siderolites calcitrapoides* Lamarck and *Orbitoides media* (d'Archiac) (older part of Late Maastrichtian) and *Siderolites calcitrapoides* Lamarck and *Rotalia* cf. *trochidiformis* (Lamarck) (younger part of Late Maastrichtian).

Parts of the massive sequence at the top of the Darsamand Limestone of the section North of Hangu in the Kohat area (Fig. 5) which are characterized by similar morphotypes of *Rotalia* cf. *trochidiformis* (Lamarck) as found in the Murree Brewery Gorge section (Fig. 11) are within the planktonic foraminiferal *Abathomphalus mayaroensis* Zone of the Late Maastrichtian. This corroborates Late Maastrichtian determinations of the Pab Sandstone sequence (Shah 1977: 50) and of the Upper Cretaceous part of the Brewery Limestone sequence (Allemann 1979) which might be equivalents of this facies type at the top of the Darsamand Limestone.

5) From the Darsamand Limestone Formation of the section North of Hangu, Kohat area (Fig. 5), Late Cretaceous planktonic foraminiferal zones reported already by Latif (1970) are now extended, ranging from the Early Cenomanian *Rotalipora brotzeni* Zone through the Late Maastrichtian *Abathomphalus mayaroensis* Zone. Despite not proved in detail, probably due to inadaequate sample intervals, all planktonic foraminiferal zones of the Late Cretaceous might be present in this sequence. Hiatuses were not observed.

6) In the Cenozoic shallow water sections of the western Salt Range, i. e. the Nammal Gorge and the Patala Nala sections (Figs. 2-3), and probably in the Kohat area too (Figs. 5-6), there is a ternate subdivision of the Paleocene sediments based on differences in lithology and microfaunas (Shah 1977): (a) the Dhak Pass Beds or Hangu Formation of Early Paleocene, (b) the Khairabad Limestone or Lockhart Limestone Formation of Early to Late or Middle Paleocene, and (c) the Patala Shales of Late Paleocene.

The ternate subdivision of the Paleocene was not clearly identified in the Sulaiman Range sections (Figs. 7, 10).

The Patala Shales of the type region (the Patala Nala) and the Nammal Gorge of the Sulaiman Range are characterized by abundant macrofossils and microfossils (molluscs, smaller and larger benthic foraminifers, planktonic foraminifers, ostracods, and others; Figs. 2-3) (Haque 1956, Shah 1977). According to the charcteristic biofacies which was found to be autochthonous, the Patala Shales (s. s. = sensu stricto) of the Salt Range are restricted to stable shallow water environments, i. e. to inner parts of the Sublittoral (environment assignments are according to Boltovskoy & Wright 1976). The conspicuous macrofossil and benthic foraminiferal assemblages of typical Patala Shales, as expressed in the pioneer publications of Davies & Pinfold (1937) and Haque (1956), is significantly different from those of lithological similar, but very dark-grey shale sequences which were sampled from tectonically unstable parts of the Salt Range, e. g. at the Khairabad section (Fig. 4) (see also Jamil Afzal & von Daniels 1990), or from the Panoba Anticline section of the Kohat area (Fig. 6). The Paleocene interval of the later sections is distinctly different in litho- and biofacies: the colour is very dark-grey to black, the interbedded limestones and marly claystones contain allochthonous larger foraminifers as well as few and very badly preserved smaller benthic and planktonic foraminifers which are different from the Patala Shales s. s. in species composition and age. These shale sequences might be deposited in an unfavourable, probably bathyal environment. As these shales - the former Tarkhobi Shales of Eames (1952) - are of Early Eocene age and different in lithofacies and biofacies, the term „Patala Shales“ (s. l. = sensu lato) should be given at least in quotation marks.

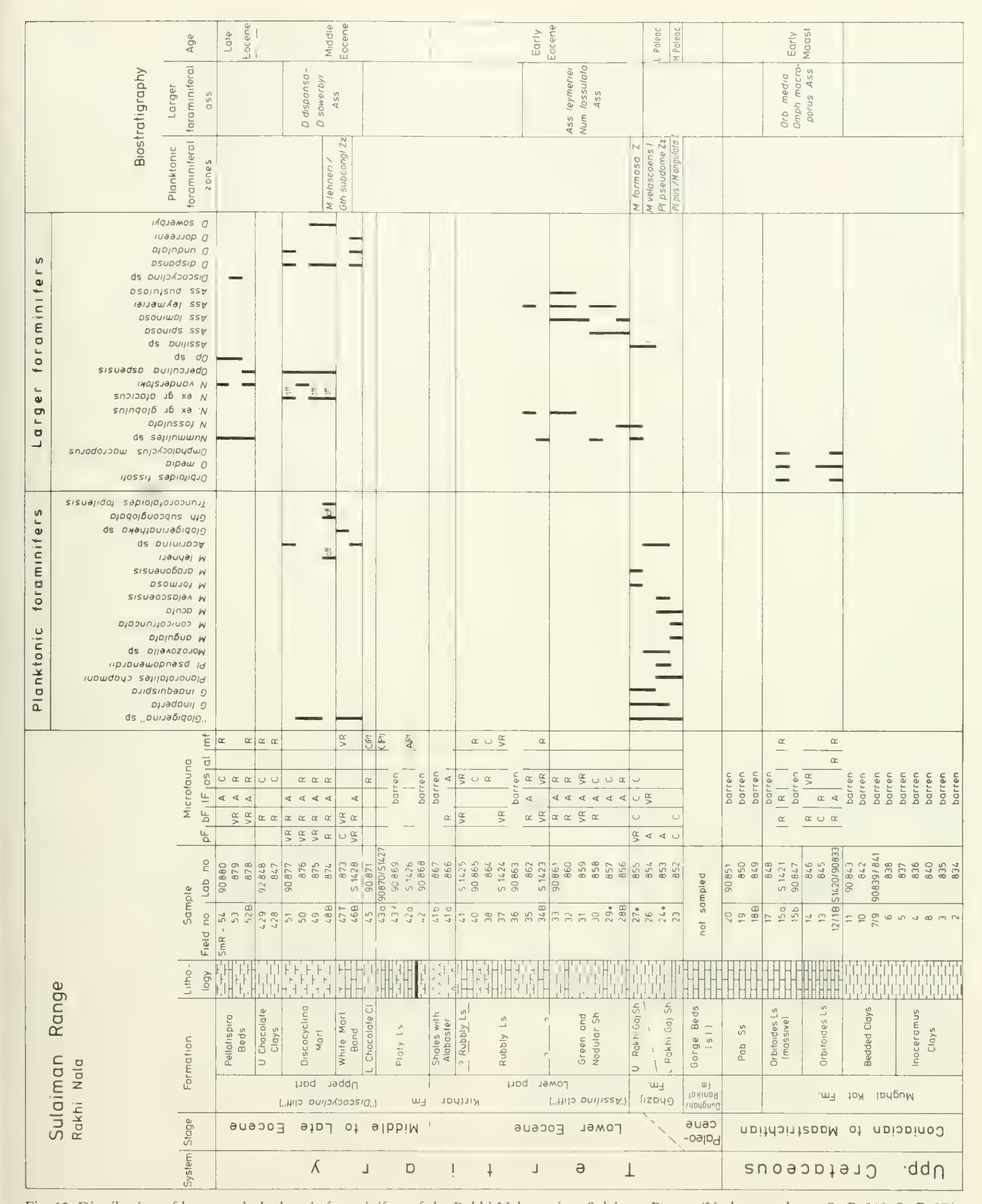


Fig. 10: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the Rakhi Nala section, Sulaiman Range. (Under sample no. SmR-24*, SmR-27*, SmR-29* data from additional samples are included). Abbreviations see Fig. 2.

7) The Paleocene-Eocene boundary of the Patala Nala and the Nammal Gorge sections of the western Salt Range (Figs. 2-3) is characterized by a sedimentary change from brownish fossiliferous sandstones in the uppermost part of the Patala Shales to dark grey fossiliferous shales of the lowermost Nammal Marls (compare Haque 1956: pl. 1). The planktonic foraminiferal *Morozovella velascoensis* Zone of the Late Paleocene and the *Morozovella subbotinae* Zone of the Early Eocene were identified close to this facies change, whereas the *Morozovella edgari* Zone of the basal Early Eocene was not definitely identified, probably due to a short sedimentary break at the Paleocene-Eocene boundary or insufficient sampling

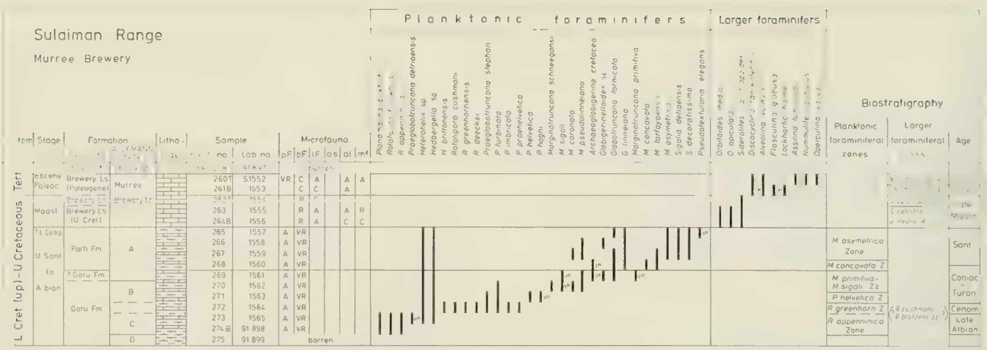


Fig. 11: Distribution of larger and planktonic foraminifers of the Murrey Brewery Gorge section, Sulaiman Range. Abbreviations see Fig. 2.

intervals. In the Mughal Kot-Toi Nala section and the Rakhi Nala section of the Sulaiman Range (Figs. 7, 10), the Paleocene-Eocene boundary expected within the Ghazij Shales and between the Lower and Upper Rakhi Gaj Shales (SHAH 1977: 70) was not definitely recognizable due to very bad preservation of morozovellids.

8) The Early Eocene part of the Brewery Limestone in the Murree Brewery Gorge section of the Sulaiman Range (Fig. 11) is characterized by a *Nummulites globulus-Operculina salsa* Assemblage of larger foraminifers. According to BLONDEAU (1972) and SCHAUB (1981), *Nummulites globulus* LEYMERIE is restricted to Early Eocene, whereas according to BAYLISS (1961: 97/98) *Nummulites globulus* LEYMERIE is present up to the Middle Eocene of the Kirthar Formation.

The Early Eocene part of the Brewery Limestone (Fig. 11) correlates (a) with the upper part of the Zinda Pir Limestone which shows a characteristic *Alveolina-Nummulites fossulata* Assemblage (Fig. 8), and (b) with parts of the Gazij Formation which are characterized by the *Orbitolites complanatus-Discocyclina ranikotensis-Nummulites fossulata* Assemblage (Fig. 7). These assemblages of larger foraminifers which were not found outside of the Sulaiman Range contain the first small, but definitive *Nummulites* specimens with *Nummulites globulus* LEYMERIE as the most common species and are assigned to be of Early Eocene (see above).

9) The Green Shales and the Nodular Shales of EAMES (1952) from the Rakhi Nala section of the Sulaiman Range (Fig.10) are characterized by an *Assilina leymeriei-Nummulites fossulata* Assemblage of larger foraminifers. *Nummulites fossulata* DE CIZANCOURT is known from Early Eocene according to this author and was found to be a larger foraminiferal index marker for the Early Eocene interval of the Rahki Nala section. Based on the characteristic larger foraminiferal assemblage, the Green and Nodular Shales could be correlated with basal parts of the Kirthar Formation of the Mughal Kot-Toi Nala section (Fig. 7) which contains an *Assilina spinosa-Nummulites atacicus* Assemblage as well as with the „*Assilina* cliff" of the Zao River section (Fig. 9). These assemblages of larger foraminifers are further characterized by specimens of *Discocyclina ranikotensis* DAVIES which disappears at the top of the assemblage (Fig. 12).

10) The Early-Middle Eocene boundary was expected at the base of Platy Limestone of the Rakhi Nala section (Fig. 10; and EAMES 1952) or between the less prominent Early Eocene „*Assilina* cliff" and the prominent Middle Eocene „*Discocyclina* cliff" of the Mughal Kot-Toi Nala and Zao River sections of the Sulaiman Range (Figs. 7, 9). The „*Discocyclina* cliff" which might be paleoenvironmentally a submarine barrier is named after characteristic field morphology and composition of limestones consisting of abundant, sometimes monospecific *Discocyclina* specimens (*Discocyclina dispansa* (SOWERBY), *Discocyclina sowerbyi* NUTTALL, and - less common - *Discocyclina undulata* NUTTALL and *Discocyclina dorreeni* BAYLISS). The *Discocyclina* specimens are associated often with *Alveolina elliptica* (SOWERBY) and *Planorbulina* sp. The „*Discocyclina* cliff" was dated with planktonic foraminifers and is within the interval from the *Globigerinatheka subconglobata* to the *Orbulinoides beckmanni* Zones according to TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985: fig. 1).

3.2 ASSEMBLAGES OF LARGER FORAMINIFERS

Because of paleoenvironmental and paleobiogeographical limitations, there is no standard zonation accepted world-wide for the larger foraminifers of the Mesozoic and Cenozoic. There are several regional and interregional successions of Cretaceous and Tertiary larger foraminifers. The most relevant to the Indus Basin are the Late Cretaceous orbitoidal foraminiferal zonation (VAN GORSEL 1978), the Tertiary Letter Classification (ADAMS 1970), the Tertiary larger foraminiferal zones of Pakistan (KURESHY 1978) and the phylogeny of various lineages of Paleogene alveolinids and operculinids, nummulitids and assilinids, as described by HOTTINGER (1960, 1977), BUTT (1987, 1991), BLONDEAU (1972) and SCHAUB (1981). They include detailed microfaunal and stratigraphical informations of earlier workers (e. g. NUTTALL 1925, 1926; DAVIES 1937; DE CIZANCOURT 1938; GILL 1952, 1953; SMOUTH 1954; SMOUTH & HAQUE 1956; NAGAPPA 1959; MARKS 1962; SEN GUPTA 1963).

The larger foraminiferal associations which were identified during this study in the Upper Cretaceous and Paleogene sections of northern Pakistan are understood here as assemblages of paleoenvironmental significance (compare NICORA et al. 1986).

The Paleogene assemblages may be assigned to „Tertiary a1 (Late Paleocene)", the „Tertiary a2 (Early Eocene)" and

Fig. 12: Distribution of assemblages of larger foraminifers of latest Cretaceous and early Paleogene age in the Upper Indus Basin of Northern Pakistan.

Short-dashed line summarizes the author's data of the western Salt Range sections, long-dashed line summarizes the author's data from the sections of the Kohat area, dotted line summarizes the author's data of the Sulaiman Range sections. Abbreviations see Fig. 2.

„Tertiary a3 (Middle Eocene)“ of the Letter Stage Classification (ADAMS 1970). Correlation to the „Lower Paleocene (Danian) *Daviesina langhami* Zone“, the „Upper Paleocene (Landenian) *Nummulites nuttalli* Zone“, the „Lower Eocene (Ypresian) *Assilina granulosa* Zone“ and the „Middle Eocene (Lutetian) *Nummulites beaumonti* Zone“ of KURESHY (1978) is possible, but less precise due to differences in species assemblages.

The biostratigraphic assignment of larger foraminiferal assemblages was determinated following HAAK & POSTUMA (1975), CARON (1985) and TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985) on the basis of the associated planktonic foraminifers with which larger foraminifers were found in some favourable instances. The co-occurrence of larger and planktonic foraminifers indicates in general a paleoenvironment within outer parts of the Sublittoral. It was not possible in any case to assign individual larger foraminifer species precisely to planktonic foraminiferal zones. The natural habitat and deposition area of most of the larger foraminiferal specimens are shallow-water paleoenvironments which are not preferred by planktonic foraminifers. These paleoenvironmental differences are the main reason for uncertainties in the positions of the first and last occurrences of larger foraminiferal species of Fig. 12.

However, it was found by several authors (cit. below) that some species of larger foraminifers, such as *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Assilina dandotica* DAVIES, *Discocyclina ranikotensis* DAVIES, *Discocyclina dispansa* (SOWERBY) and *Discocyclina sowerbyi* NUTTALL, have a restricted distribution both in facies and biostratigraphy. These species are of importance for the determination of the biostratigraphical age of assemblages containing larger foraminifers only.

Several sections revisited and sampled were investigated earlier by DAVIES & PINFOLD (1937) (the Nammal Gorge section), EAMES (1952) (the Rakhi Nala section), BAYLISS (1961) (the Rakhi Nala section), MARKS (1962) (the Rakhi Nala section), SAMANTA (1972) (the Rakhi Nala section), LATIF (1972) (the section North of Hangu), ALLEMAN (1979) (the Murree Brewery Gorge section) and (GEE 1980) (other sections of the Salt Range and the Kohat area).

The distribution of larger foraminifers of Late Cretaceous and Early Paleogene as derived from the above mentioned regional sections is shown in Fig. 12.

The following assemblages of larger foraminifers have been identified and are described as follows.

3.2.1 Cretaceous

Orbitoides media-Omphalocyclus macroporus Assemblage

Age: Early Maastrichtian

Remarks: This assemblage of larger foraminifers is characterized by the co-occurrence of *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER (which represents the final stage of the *Orbitoides* lineage (VAN GORSEL 1978: 31), *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) and *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK. Variations of subspecies of *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER from the Late Cretaceous of the Rakhi Nala section are described in detail by MARKS (1962).

The assemblage was found typically within the *Orbitoides* Limestone sequence of the Rakhi Nala section of the Sulaiman Range (Fig. 10). It is consistent with the „*Orbitoides* limestones and shales“ of EAMES (1952) which were subdivided later (SHAH 1977) in a lower part assigned to the Mughal Kot Formation and an upper part assigned to the Fort Munro Formation. Due to the evident conformity based on larger foraminiferal assemblage, this part of the Fort Munro Formation which represents the upper part of „*Orbitoides* limestones and shales“ of EAMES (1952) is re-included in the Mughal Kot Formation.

The *Orbitoides media-Omphalocyclus macroporus* Assemblage is dominated by abundant *Orbitoides* specimens. It indicates a shallow water environment and may be assigned to middle parts of the Sublittoral (MARKS 1962). *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) is probably a marker sensitive to successive shallowing of sea level; it was found throughout the *Orbitoides* Limestone sequence but in less abundance within upper parts of the *Orbitoides* Limestone sequence underlying the near-shore, unfossiliferous Pab Sandstone Formation.

The stratigraphic distribution of the above mentioned *Orbitoides* species and in particular that of *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) seems to be highly restricted and may be assigned approximately to the Early Maastrichtian (VAN GORSEL 1978).

Siderolites calcitrapoides-Orbitoides media Assemblage

Age: early Late Maastrichtian

Remarks: This assemblage is characterized by abundant specimens of *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK co-occurring with thickly lenticular specimens of *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER and *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER. *Omphalocyclus macroporus* is not present probably due to paleoenvironmental reasons (see above). The gradual increase of the mean relative thickness of *Orbitoides* specimens is probably a response to increased water energy (compare MARKS 1962).

The assemblage was recognized in the basal Upper Cretaceous part of the Brewery Limestone within the Murree Brewery Gorge section of the Sulaiman Range (Fig. 11). It indicates a shallow water environment of middle to inner parts of the Sublittoral below or near the wave base.

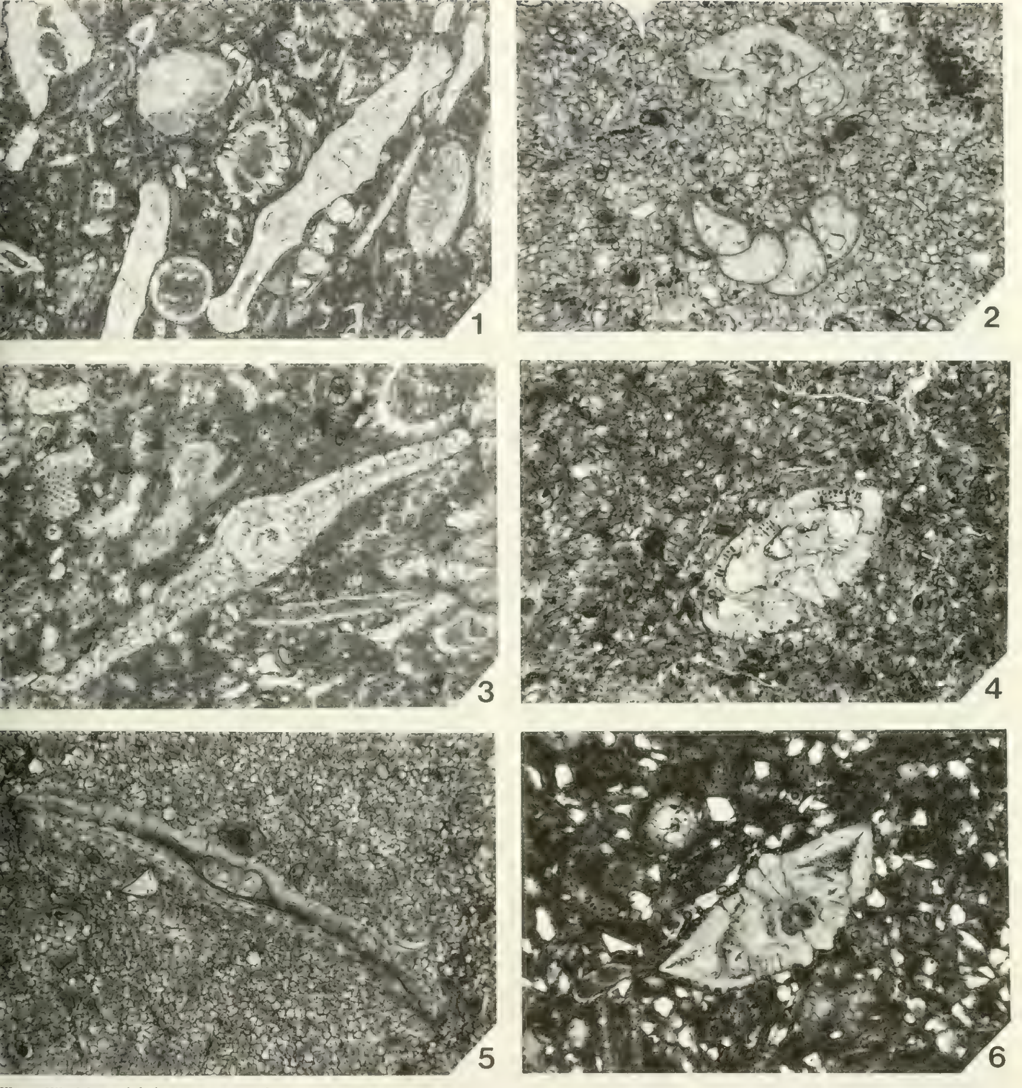
The above mentioned larger foraminiferal association is known from the European Late Maastrichtian (CONCLUSIONS/NICE 1983: 420, tab. 5b).

Siderolites calcitrapoides-Rotalia cf. *trochidiformis* Assemblage

Age: late Late Maastrichtian

Remarks: This larger foraminiferal association was found at the top of Upper Cretaceous sediments and contains rare specimens of *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK and abundant specimens of *Rotalia* cf. *trochidiformis* (LAMARCK). Similar observations are known from the Qatar Peninsula (SMOUTH 1954).

The assemblage was observed in the topmost Upper Cretaceous part of the Brewery Limestone within the Murree



WEISS, W.: Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages of Pakistan — Plate 1

Plate 1 Nammal Gorge section, Salt Range. Larger foraminifers.

Fig. 1 Algal-larger foraminiferal assemblage with *Operculina salsa* DAVIES, *Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME) and others. - SaR-39/S 1317; about 20 x; Middle Paleocene.

Fig. 2 *Lockhartia haimei* (DAVIES) and questionable *Cibicides* specimens within a sandy matrix. - SaR-40/S 1473; about 64 x; Middle Paleocene.

Fig. 3 *Discocyclina ranikotensis* DAVIES (juvenile specimen, probably A generation) and algal fragments. - SaR-39/S 1317; about 40 x; Middle Paleocene.

Fig. 4 *Lockhartia* aff. *conditi* (NUTTALL). - SaR-48/S 1323; about 48 x; Early to Middle Paleocene.

Fig. 5 *Dictyokathina simplex* SMOUTH. Note the thickened dorsal side and the layered ventral side. - SaR-42/S 1319; about 48 x; Early to Middle Paleocene.

Fig. 6 *Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME). - SaR-45/S 1321; about 48 x; Early to Middle Paleocene.

Brewery Gorge section of the Sulaiman Range (Fig. 11) and in uppermost parts of the massive Darsamand Limestone within the section North of Hangu in the Kohat area (Fig. 5). It indicates a very shallow paleoenvironment of inner parts of the Sublittoral.

In the section North of Hangu the assemblage is well above the base of the Late Maastrichtian *Abathomphalus mayaroensis* Zone of planktonic foraminifers and, therefore, may be assigned to the late Late Maastrichtian.

3.2.2 Paleocene

Miscellanea-Lockhartia haimei-Dictyokathina simplex Assemblage

Age: late Early to Middle Paleocene

Remarks: This assemblage of larger foraminifers is characteristic of the Lockhart (= Khairabad) Limestone sequence which contains a rich benthic foraminiferal assemblage (DAVIES & PINFOLD 1937, HAQUE 1956). It is characterized mainly by abundant *Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME) and common *Lockhartia* specimens close to *Lockhartia haimei* (DAVIES). The assemblage is additionally characterized by species which occur sporadically, such as *Kathina major* SMOUTH, *Kathina selveri* SMOUTH, *Dictyokathina simplex* SMOUTH and *Discocyclina ranikotensis* DAVIES. The occurrence of these species may reflect minor regional differences of paleoenvironmental conditions or depositional depths of the Lockhart (=Khairabad) Limestone Formation. *Dictyokathina simplex* SMOUTH seems to be restricted to this interval.

The assemblage is accompanied by *Operculina salsa* DAVIES, the probable ancestor of *Ranikothalia* species (HOTTINGER 1977, BUTT 1991). *Discocyclina ranikotensis* DAVIES is present as early as the Early-Middle Paleocene transition, if the transition coincides with the facies change from the Dhak Pass Beds into the Lockhart Limestone Formation of the Nammal Gorge section. *Orbitolites complanatus* LAMARCK reaches its first abundance maximum during this interval.

The assemblage was observed with modifications (mentioned above) in the North of Hangu section of the Kohat area (Fig. 5) and the Nammal Gorge and Khairabad sections of the western Salt Range (Figs. 3-4). It was found in uppermost parts of the Dhak Bass Beds of the Nammal Gorge section (Fig. 3).

The *Miscellanea-Lockhartia haimei-Dictyokathina simplex* Assemblage has not been related to standard planktonic foraminiferal zonations directly due to the lack of planktonic index species. SHAH (1977) places the Lockhart Limestone Formation within the Paleocene. The base of the overlying Patala Shales at the Khairabad section (Fig. 4) could be dated as belonging to the *Planorotalites pseudomenardii* Zone of the basal Late Paleocene. The underlying Hangu Formation (=Dhak Bass Beds) was dated as Early Paleocene (SHAH 1977). Therefore, this assemblage of larger foraminifers which is typical of the Lockhart (=Khairabad) Limestone sequence may be assigned approximately to the Middle Paleocene or to an interval ranging from late Early Paleocene to Middle Paleocene, if uppermost parts of the Dhak Pass Beds are included.

Assilina dandotica-Discocyclina ranikotensis Assemblage

Age: Late Paleocene

Remarks: The assemblage is well defined biostratigraphically on the basis of planktonic foraminiferal *Planorotalites pseudomenardii* and *Morozovella velascoensis* Zones of the Late Paleocene (Figs. 2-3). It is characterized by the first appearance and abundance of true *Assilina* specimens (*Assilina dandotica* DAVIES, *Assilina leymeriei* D'ARCHIAC & HAIME, *Assilina spinosa* DAVIES) and by a first abundance maximum of *Discocyclina ranikotensis* DAVIES. It is associated with *Operculina salsa* DAVIES, *Operculina patalensis* DAVIES, not specified *Ranikothalia* specimens (see faunal reference list below) and rare specimens of *Lockhartia haimei* (DAVIES), *Kathina major* SMOUTH and *Kathina selveri* SMOUTH. The assemblage is accompanied by small benthic and planktonic foraminifers. It indicates a deeper water environment and may be assigned to outer parts of the Sublittoral.

Assilina dandotica DAVIES seems to be a larger foraminiferal marker species for the Late Paleocene Patala Shales of the Salt Range (DAVIES & PINFOLD 1937) or the upper „Ranikot Group" (SCHAUB 1981: 206) as defined by SHAH (1977).

The best occurrence of this larger foraminiferal assemblage was observed in the Patala Shales of the Patala Nala and the Nammal Gorge sections of the western Salt Range (Figs. 2-3) with the exception of the Khairabad section (Fig. 4) where the Patala Shales contain high percentages of planktonic foraminifers (JAMIL AFZAL & VON DANIELS 1991). In the Patala Shales from the Patala Nala type locality (Fig. 2) the assemblage of larger foraminifers occurs in higher parts of the Patala Shales, whereas lower parts of the Patala Shales are characterized by a relatively rich assemblage of small benthic foraminifers with dominant *Cibicides* and *Elphidium* specimens (called *Cibicides-Elphidium* Assemblage).

In the *Assilina dandotica-Discocyclina ranikotensis* Assemblage the *Miscellanea-Ranikothalia-Discocyclina ranikotensis* Assemblage from the lower part of the Zinda Pir Limestone (Fig. 8) is included due to planktonic foraminifers of the Late Paleocene *Morozovella velascoensis* Zone.

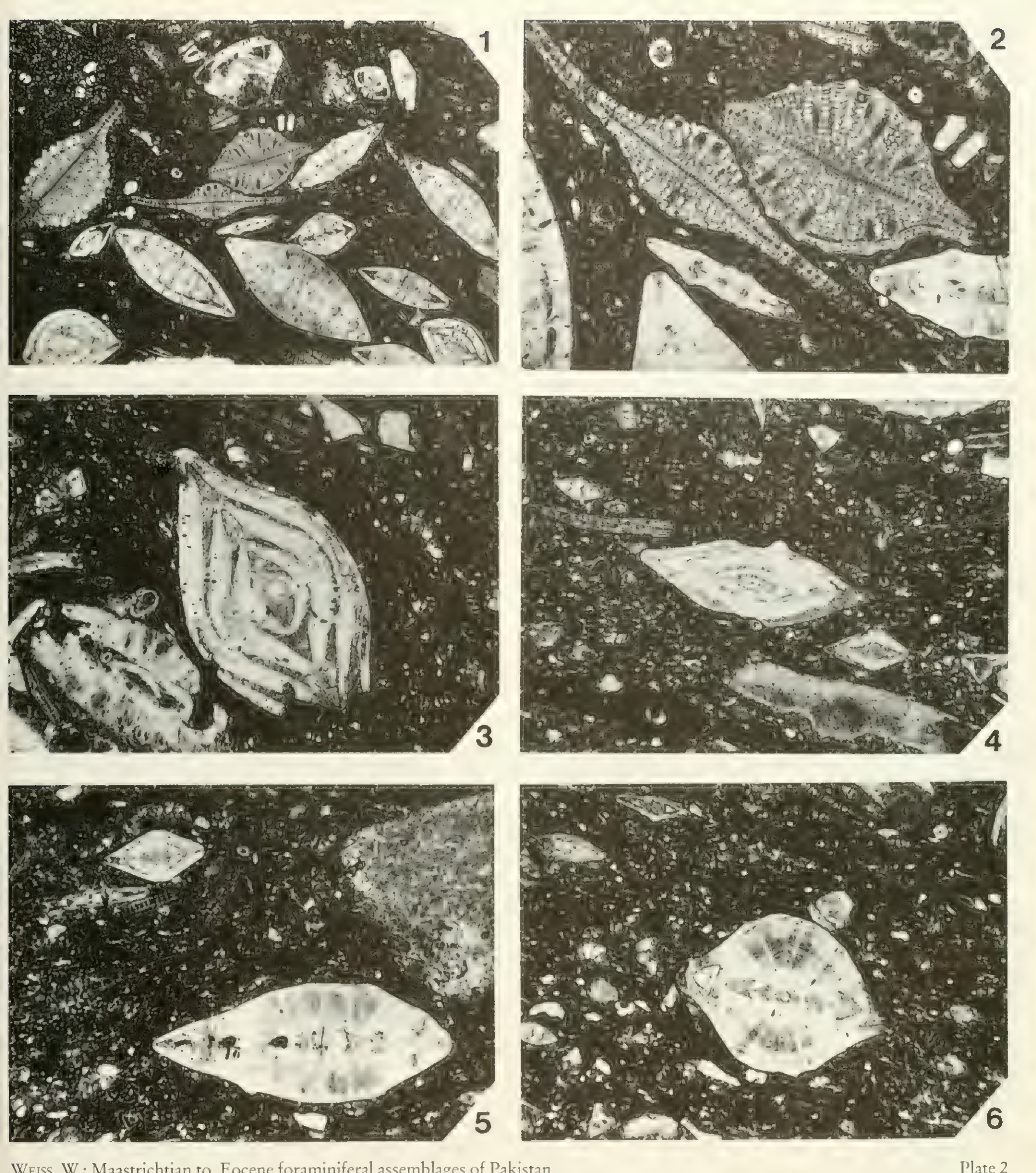
The *Lockhartia haimei-Discocyclina ranikotensis* Assemblage which was identified in basal parts of the Paleogene Brewery Limestone of the Murrey Brewery Gorge section (Fig. 11) represents, according to HOTTINGER (1978) (cit. by ALLEMAN 1979: 217), the *Alveolina cucumiformis* Zone of the base of the Late Paleocene which correlates now, according to SCHAUB (1981), with the Late Paleocene *Morozovella velascoensis* Zone of planktonic foraminifers. The *Lockhartia haimei-Discocyclina ranikotensis* Assemblage is included in the *Assilina dandotica-Discocyclina ranikotensis* Assemblage.

3.2.3 Eocene

Assilina leymeriei-Nummulites fossulata-Discocyclina ranikotensis Assemblage

Age: Early Eocene

Remarks: This assemblage is a composite of several time-equivalent associations of larger foraminifers from the studied Upper Indus sections and includes



WEISS, W.: Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages of Pakistan — Plate 2

Plate 2 Nammal Gorge section, Salt Range. Larger foraminifers, Early Eocene.

Fig. 1 Larger foraminiferal assemblage with *Discocyclina ranikotensis* DAVIES, *Discocyclina* sp., *Assilina laminosa* GILL, an intermediate specimen between *Assilina leymeriei* D'ARCHIAC & HAIME and *Assilina spinosa* DAVIES, *Nummulites globulus* LEYMERIE, *Lockhartia haimei* (DAVIES) and others. - SaR-32/S 1315; about 12 x.

Fig. 2 *Discocyclina ranikotensis* DAVIES, *Discocyclina* sp. and others. Note the different thicknesses at the poles. - SaR-32/S 1315; about 30 x.

Fig. 3 *Nummulites globulus* LEYMERIE (corroded) and others. - SaR-32/S 1315; about 30 x.

Fig. 4 ?*Nummulites fossulata* DE CIZANCOURT and others. - SaR-32/S 1315; about 30 x.

Fig. 5 *Assilina laminosa* GILL, *Nummulites globulus* LEYMERIE, fragments of *Discocyclina* specimens and others. - SaR-32/S 1315; about 30 x.

Fig. 6 *Assilina* aff. *laminosa* GILL and others. Note the reduced diameter and the increased thickness. - SaR-32/S 1315; about 30 x.

(a) the *Nummulites-Assilina pustulosa-Discocyclina ranikotensis* Assemblage of the Nammal Gorge section, western Salt Range (Fig. 3),

(b) the *Nummulites-Assilina* Assemblage and probably the *Discocyclina-Assilina daviesi-Orbitolites complanatus* Assemblage of the Panoba Anticline section, Kohat area (Fig. 6),

(c) the *Orbitolites complanatus-Discocyclina ranikotensis-Nummulites fossulata* Assemblage of the Mughal Kot-Toi Nala section, Sulaiman Range (Fig. 7),

(d) the *Discocyclina-Nummulites globulus* Assemblage and the *Alveolina-Nummulites fossulata* Assemblage of the Zinda Pir section, Sulaiman Range (Fig. 8),

(e) the *Assilina leymeriei-Nummulites fossulata* Assemblage of the Rakhi Nala section, Sulaiman Range (Fig. 10) and

(f) the *Nummulites globulus-Operculina salsa* Assemblage of the Murree Brewery Gorge section (Fig. 11).

Apart from species modifications mentioned above the assemblages are characterized by increased numbers of *Assilina* specimens and by the appearance of the first *Nummulites* specimens. These two well-known groups of larger foraminifers are represented mainly by abundant *Assilina leymeriei* d'Archiac & Haime, *Nummulites globulus* Leymerie and *Nummulites atacicus* Leymerie which occurs in younger parts of the assemblage. Additional species are *Assilina laminosa* Gill, *Assilina pustulosa* Doncieux and *Nummulites fossulata* de Cizancourt.

The assemblage is also characterized by a second abundance maximum of *Discocyclina ranikotensis* Davies which was found to be common in more fine-grained sediments, by *Orbitolites complanatus* Lamarck which occurs in more coarse-grained sediments, and by abundant alveolinids (*Alveolina elliptica* (Sowerby), *Flosculina globosa* (Leymerie)) which occur in quite shallow water environments. *Ranikothalia* specimens have their last occurrence within basal parts of this assemblage, *Discocyclina ranikotensis* Davies disappears at the end of this assemblage, and *Nummulites fossulata* de Cizancourt is restricted to this assemblage.

The biostratigraphic age assignments with planktonic foraminifers as defined by Toumarkine & Luterbacher (1985) are as follows:

(a) the *Nummulites-Assilina pustulosa-Discocyclina ranikotensis* Assemblage of the Nammal Gorge section (Fig. 3) was found in higher parts of the Nammal Marls. Lower parts of the Nammal Marls have been dated as belonging to the *Morozovella subbotinae* and *Morozovella formosa* Zones of the Early Eocene,

(b) the *Nummulites-Assilina* Assemblage of the Panoba Anticline section (Fig. 6) occurs in the „Patala Shales“ (see above) and was dated with co-occurring planktonic foraminifers as close to *Morozovella subbotinae* and *Morozovella formosa* Zones of the Early Eocene. The *Discocyclina-Assilina daviesi-Orbitolites complanatus* Assemblage which was identified from the Shekhan Formation of the Panoba Anticline section (Fig. 6) is included here due to Early Eocene age assignments by Shah (1977: 759). This assemblage of larger foraminifers is still uncertain biostratigraphically and somehow transitional concerning the age assignment. In certain beds of the Shekhan Limestone sequence of the Panoba Anticline section (Fig. 6) there are rare, but remarkable *Discocyclina* specimens which show a distinct sellate test morphology similar to that of the Middle Eocene *Discocyclina sowerbyi* Nuttall. These specimens of *Discocyclina* might be the probable ancestor of *Discocyclina sowerbyi* Nuttall.

(c) the *Orbitolites complanatus-Discocyclina ranikotensis-Nummulites fossulata* Assemblage of the Mughal Kot-Toi Nala section (Fig. 7) occurs within the Ghazij Formation and indicates by co-occurring planktonic foraminifers the *Morozovella subbotinae* and *Morozovella formosa* Zones of the Early Eocene,

(d) the *Discocyclina-Nummulites globulus* Assemblage from the topmost part of the lower part of the Zinda Pir Limestone and the *Alveolina-Nummulites fossulata* Assemblage of the upper part of the Zinda Pir Limestone (Fig. 8) are of Early Eocene age too as confirmed by the same planktonic foraminiferal zones mentioned above,

(e) the *Assilina leymeriei-Nummulites fossulata* Assemblage of the Rakhi Nala section (Fig. 10) was found within upper parts of the Upper Rahki Gaj Shales, the Green and Nodular Shales and basal parts of the Rubbly Limestone. It could not been dated exactly by means of planktonic foraminifers due to the presence of long-ranging species. The age assignment as Early Eocene is according to Eames (1952) and Nagappa (1959). Upper parts of the Upper Rakhi Gaj Shales were assigned to planktonic foraminiferal *Morozovella formosa* Zone of the Early Eocene,

(f) the *Nummulites globulus-Operculina salsa* Assemblage of the highest parts of the Paleogene Brewery Limestone (Fig. 11) does not contain planktonic foraminifers. The Early Eocene age assignment is according to Allemann (1979).

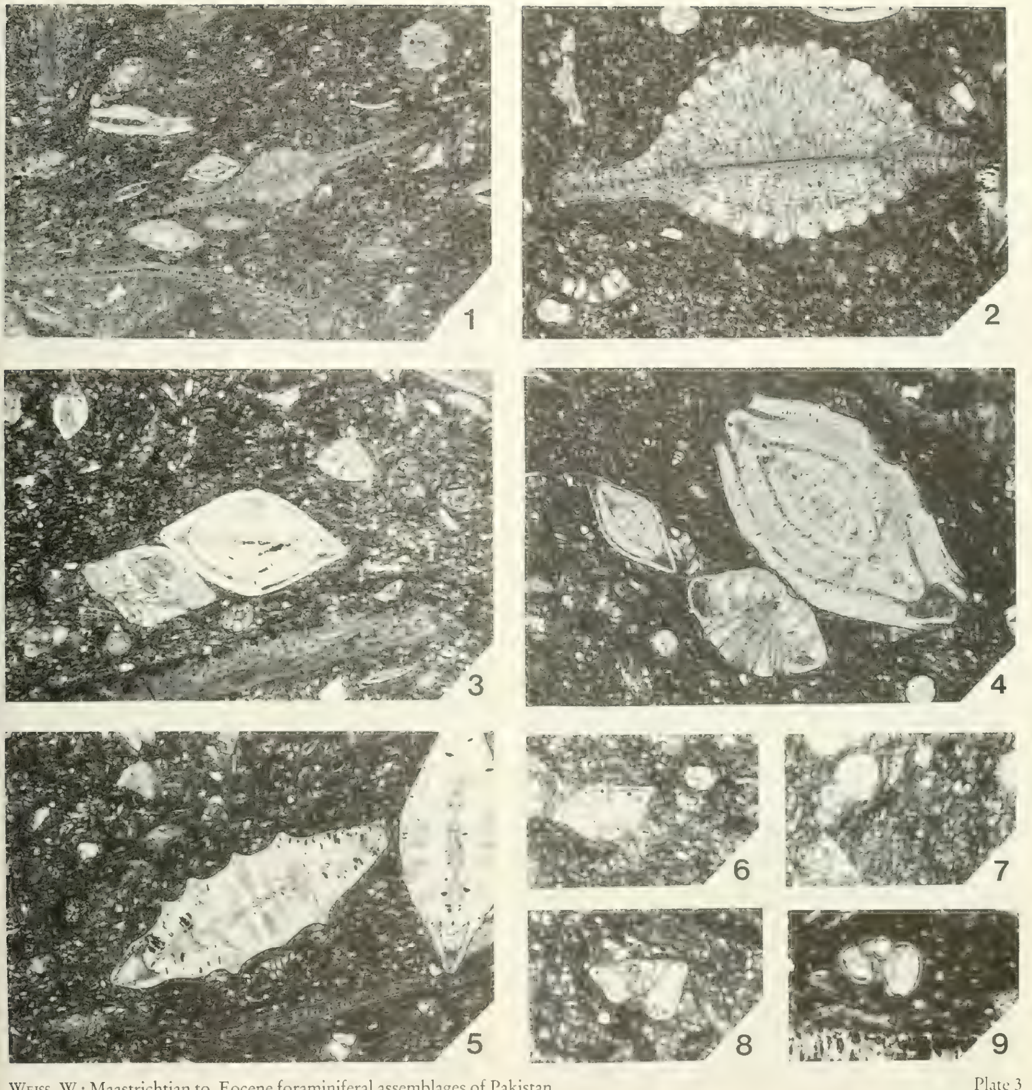
Assilina spinosa-Flosculina globosa-Dictyoconoides cooki Assemblage

Age: late Early Eocene to early Middle Eocene

Remarks: The *Assilina spinosa-Flosculina globosa-Dictyoconoides cooki* Assemblage is intermediate between the *Assilina leymeriei-Nummulites fossulata-Discocyclina ranikotensis* Assemblage of undoubtfully Early Eocene age (discussion above) and the *Discocyclina dispansa-Discocyclina sowerbyi* Assemblage of undoubtfully Middle Eocene age (discussion below).

The assemblage of larger foraminifers is likewise a composite characterized by a predominance either of *Assilina spinosa* Davies and other assilinids, such as *Assilina lacunata* de Cizancourt and *Assilina spinosa* Davies, which occur in more coarse-grained and probably more turbulent shallow water environments, or by a remarkable predominance of *Flosculina globosa* (Leymerie) and *Alveolina elliptica* (Sowerby) which were found in more fine-grained and probably quite shallow water or lagoonal environments. The environments may be indicative of inner parts of the Sublittoral.

Dictyoconoides cooki (Carter) seems to be restricted to this interval. *Orbitolites complanatus* Lamarck and *Nummulites* specimens of both the *Nummulites globulus* and *Nummulites atacicus* group are present.



WEISS, W.: Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages of Pakistan

Plate 3

Plate 3 Nammal Gorge section, Salt Range. Larger and planktonic foraminifers.

Fig. 1 Larger foraminiferal assemblage with *Discocyclina ranikotensis* DAVIES, *Nummulites globulus* LEYMERIE, *Nummulites* sp., *Assilina* sp. and others. Matrix with many planktonic foraminifers. - SaR-32/S 1315; about 8 x; Early Eocene.

Fig. 2 *Discocyclina* sp. and others. Note the asymmetric thickness at the poles and the numerous polar bosses. - SaR-32/S 1315; about 30 x; Early Eocene.

Fig. 3 *Nummulites globulus* LEYMERIE, *Rotalia trochidiformis* (LAMARCK) and others. - SaR-32/S 1315; about 30 x; Early Eocene.

Fig. 4 *Nummulites atacicus* LEYMERIE, *Lockhartia* aff. *haimei* DAVIES and others. - SaR-32/S 1315; about 20 x; Early Eocene.

Fig. 5 *Assilina* aff. *pustulosa* DONCIEUX, *Assilina laminosa* GILL and others. - SaR-32/S 1315; about 30 x; Early Eocene.

Fig. 6 *Morozovella* aff. *subbotinae* (MOROZOVA). - SaR-28/S 1377; about 60 x; Early Eocene.

Fig. 7 ?*Pseudohastigerina wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON). - SaR-28/S 1377; about 60 x; Early Eocene.

Fig. 8 *Morozovella* aff. *gracilis* (BOLLI). - SaR-32/S 1315; about 60 x; Early Eocene.

Fig. 9 ?*Acarinina wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON). - SaR-32/S 1315; about 60 x; Early Eocene.

A more precise age of this assemblage was not verified by planktonic foraminifers. The *Assilina spinosa-Flosculina globosa-Dictyoconoides cooki* Assemblage was observed only from the Kohat Formation of the Panoba Anticline section, Kohat area (Fig. 6) which is of late Early Eocene to Middle Eocene age following SHAH (1977).

Discocyclina dispansa-Discocyclina sowerbyi Assemblage

Age: Middle Eocene

Remarks: This assemblage of larger foraminifers is well defined in age on the basis of Middle Eocene *Globigerinatheka subconglobata* and *Orbulinoides beckmanni* Zones of planktonic foraminifers and includes

(a) the *Planorbulina-Alveolina elliptica-Discocyclina dispansa* Assemblage of the Mughal Kot-Toi Nala section (Fig. 7),

(b) the *Discocyclina* Assemblage of the Zao River section (Fig. 9), and

(c) the *Discocyclina dispansa-Discocyclina sowerbyi* Assemblage of the Rakhi Nala section (Fig. 10).

It is characterized by the occurrence of *Discocyclina dispansa* (SOWERBY) and *Discocyclina sowerbyi* NUTTALL. They occur together with specimens of *Nummulites globulus* LEYMERIE and *Nummulites atacicus* LEYMERIE, *Operculina aspensis* COLOM, *Alveolina elliptica* (SOWERBY) and *Planorbulina* sp.

The assemblage is attributed to an open neritic, shallow-water environment of outer parts of the Sublittoral. It is widely distributed within the Pakistan-Indian bioprovince (SEN GUPTA 1963).

3.2.4 Remarks on Larger Foraminiferal Paleobiogeography

Paleobiogeographic considerations of Cretaceous and Paleogene larger foraminiferal assemblages from the Upper Indus Basin sections were not a main topic of investigations presented here. A comprehensive interpretation of biogeographic pattern of larger foraminifers requires basically detailed knowledge of type material of the abundant taxa of larger foraminifers which is essential to solve many problems of taxonomic interpretations still existant. Therefore, few aspects of larger foraminiferal paleobiogeography are given here as well as additional informations as they are related to the studied sections.

The importance of the shallow marine Paleogene sequences of Pakistan for the understanding of distribution of Paleogene larger foraminifers, and in particular that of the nummulitids and assilinids, is documented in many publications (cited already above and below) and is summarized for instance by BLONDEAU (1972) and KURESHI (1975, 1978). They accentuate that Paleogene shallow water carbonate deposits of Pakistan are essential of tropical and subtropical larger foraminiferal assemblages of the Far East and are a center of the Indo-Pakistan Province of the eastern Tethys region.

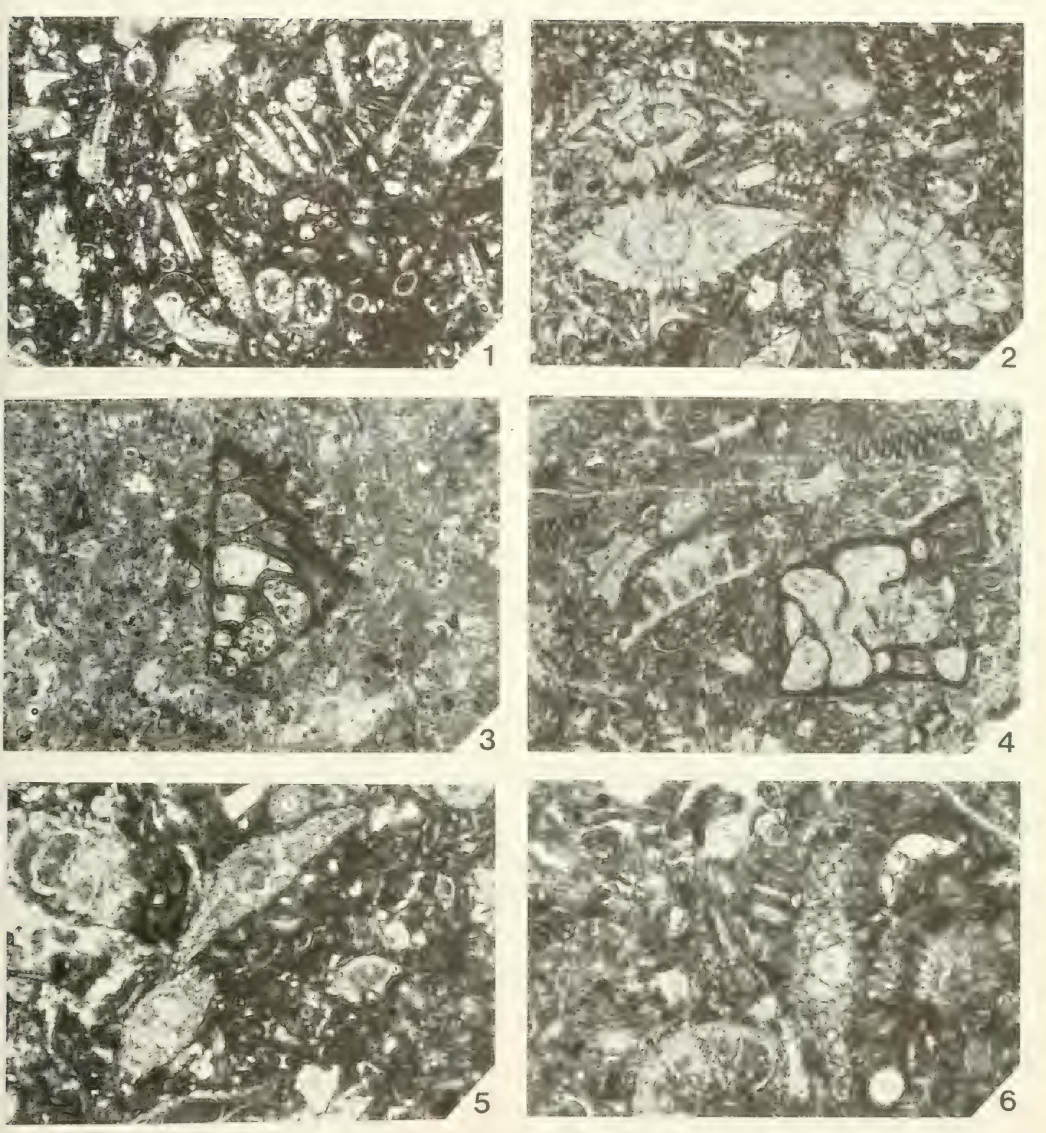
Paleocene and Eocene taxa of larger foraminifers from southern Tibet (WAN 1990) show close affinities to the species as described from Pakistan and emphasize the importance of the Indo-Pakistan region.

Larger foraminifers from the Baluchistan Basin, the Lower Indus Basin and the Upper Indus Basin of Pakistan were studied by many earlier paleontologists (SOWERBY 1837, D'ARCHIAC & HAIME 1853, CARTER 1861, NUTTALL 1926, DAVIES 1937, 1940, EAMES 1952, GILL 1953, SMOUTH & HAQUE 1956, NAGAPPA 1959, BAYLISS 1961, ADAMS 1970). Planktonic as well as larger foraminifers from Tertiary carbonate deposits of Pakistan were studied in detail by KURESHI (1966, 1969, 1971, 1972, 1974, 1975, 1978). This author has shown (and this is corroborated by the author's studies) that interregional stratigraphic correlation and paleobiogeographic comparison of larger foraminiferal assemblages is nevertheless complicated, even between the Paleogene deposits of the Baluchistan, Lower Indus and Upper Indus Basins, due to permanent problems of taxonomical interpretation of larger foraminifers and due to the restricted correlation of the stratigraphic ranges of larger foraminifers with planktonic foraminifers and other open marine microfossil groups. Comparison and correlation are also hampered because nowhere in Pakistan is a complete Tertiary carbonate sequence exposed in one stratigraphic section.

Concerning the geographic distribution of the Cretaceous orbitoidal foraminifers which „occupy a belt approximately parallel to present day low to low-middle latitudes in the Northern Hemisphere" (VAN GORSEL 1978), this author has distinguished two main larger foraminiferal provinces on a generic level: a „Caribbean" province of the western Tethys and a „Eurasian" province of the eastern Tethys. Orbitoid genera *Omphalocyclus* und *Orbitoides* which were found in the Late Cretaceous limestones of the Sulaiman Range belong to world-wide genera and are widely distributed in America, Europe and into the Far East (VAN GORSEL 1978). *Omphalocyclus* and *Orbitoides* were not found in the Kohat area.

Compared with the rich Paleogene larger foraminiferal assemblages of the Lower Indus Basin (KURESHI 1975, 1978), it seems that the number of larger foraminiferal taxa of the Upper Indus Basin is reduced, if the number of *Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclina* and *Alveolina* species described are compared.

If groups of larger foraminiferal assemblages of the Sulaiman Range, the Kohat area and the western Salt Range of the Upper Indus Basin are compared, there are some interregional differences (Fig. 12). Alveolinids are rare in the Late Paleocene and Eocene sections of the western Salt Range. Nummulitids are more common in the Eocene intervals of the Sulaiman Range than in intervals of the western Salt Range and the Kohat area; *Nummulites fossulata* DE CIZANCOURT, *Nummulites crasseornata* (HENRICI) and *Nummulites vanderstoki* RUTTEN & VERMUNT were not found north of the Sulaiman Range which supports the assumption of a regional distribution pattern. Most of the Middle Eocene discocyclinids were found within the Sulaiman Range sections and were probably not able to immigrate and to occupy favourable paleoenvironments of the northern regions.



WEISS, W.: Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages of Pakistan — Plate 4

Plate 4 Khairabad section, Salt Range. Algal and larger foraminiferal assemblages.

Fig. 1 Algal assemblage, mostly dasycladaceans and others. - SaR-59/S 1325; about 27 x; Middle Paleocene.

Fig. 2 *Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME) and others. - SaR-64/S 1331; about 30 x; Middle Paleocene.

Fig. 3 Large arenaceous specimen (triserial). - SaR-61/S 1328; about 30 x; Middle Paleocene.

Fig. 4 *Orbitolites complanatus* LAMARCK and others. - SaR-61/S 1328; about 30 x; Middle Paleocene.

Fig. 5 *Discocyclina ranikotensis* DAVIES (juvenile specimens) and others. Note the two-chambered nucleoconch. - SaR-60/S 1327; about 40 x; Middle Paleocene.

Fig. 6 *Discocyclina ranikotensis* DAVIES and others. Note the virtually three-chambered nucleoconch. - SaR-62/S 1329; about 40; Middle Paleocene.

4. SUMMARY

Late Cretaceous and Paleogene marine sediment sequences from the Upper Indus Basin of northern Pakistan (the western Salt Range, the Kohat area, the Sulaiman Range) were correlated on the basis of planktonic and larger foraminiferal assemblages. The studied sections are the Patala Nala section, the Nammal Gorge section, and the Khairabad section in the western Salt Range; the section North of Hangu and the Panoba Anticline section in the Kohat Area; and the Mughal Kot-Toi Nala section, the Zinda Pir section, the Zao river section, the Rakhi Nala section, and the Murree Brewery Gorge section in the Sulaiman Range. Cretaceous and Paleogene planktonic foraminifers of samples were used for comparison of various sections and areas as well as of different larger foraminiferal assemblages.

The assemblages of larger foraminifers identified are as follows:

(1) the *Orbitoides media-Omphalocyclus macroporus* Assemblage of Early Maastrichtian age,

(2) the *Siderolites calcitrapoides-Orbitoides media* Assemblage of early Late Maastrichtian age,

(3) the *Siderolites calcitrapoides-Rotalia* cf. *trochidiformis* Assemblage of late Late Maastrichtian age,

(4) the *Miscellanea-Lockhartia haimei-Dictyokathina simplex* Assemblage of late Early to Middle Paleocene age,

(5) the *Assilina dandotica-Discocyclina ranikotensis* Assemblage of Late Paleocene age,

(6) the *Assilina leymeriei-Nummulites fossulata-Discocyclina ranikotensis* Assemblage of Early Eocene age,

(7) the *Assilina spinosa-Flosculina globosa-Dictyoconoides cooki* Assemblage of late Early to early Middle Eocene age,

(8) the *Discocyclina dispansa-Discocyclina sowerbyi* Assemblage of Middle Eocene age.

Biostratigraphic analysis of microfaunas and in particular of planktonic and larger foraminifers revealed several first and last occurrences of planktonic and larger foraminifers in the sections of the western Salt Range, the Kohat area and the Sulaiman Range. They were used to refine regional stratigraphy.

The remarkable facies change from the pelagic Parh Formation to the flyschoid Mughal Kot Formation in the Mughal Kot-Toi Nala section was dated with the last occurrence of high-spired praeglobotruncanids and with the range of *Marginotruncana pseudolinneiana* as Late Turonian to Early Coniacian.

Stepwise regression during the Maastrichtian is documented in the Rakhi Nala section of the Sulaiman Range by the succession of different assemblages of larger foraminifers which indicate successively shallower environments within the *Orbitoides* Limestone Formation and by the facies change into the Pab Sandstone sequence.

Paleoenvironmental changes during the Paleogene have influenced the larger foraminiferal succession in particular at the Middle-Late Palaeocene boundary and the Palaeocene-Eocene boundary in the western Salt Range as well as in the Sulaiman Range. The shallow water carbonate facies ends in the western Salt Range near the end of the Early Eocene, in the Kohat area within the Middle Eocene and in the Sulaiman Range in the Late Eocene.

REFERENCES

ADAMS, C. G. (1967): Tertiary foraminifera in the Tethys, America and Indo-Pacific Province. - In: ADAMS, C. G. & AGER, D. V. (eds.), Aspects of Tethyan Biogeography; Systematic Assoc. London, 195-217; London.

ADAMS, C. G. (1970): A reconsideration of the East Indian Letter Classification of the Tertiary. - Brit. Mus. (Nat. Hist.) Bull. Geol., **19** (3): 87-137; London.

ADAMS, C. G. (1989): Foraminifera as indicators of geological events. - Proc. Geol. Ass., **100** (3): 297-311; London/Edinburgh.

ALLEMANN, F. (1979): Time of emplacement of the Zhob Valley ophioliths and Bela ophioliths, Baluchistan (Preliminary report). - In: FARAH, A. & DE JONG, K. A. (eds.), Geodynamics of Pakistan, 215-242; Quetta (Geol. Surv. Pakistan).

ARCHIAC, E. J. A. DE (1837): Mémoire sur la formation crétacée du SW de la France. - Mém. Soc. géol. France, (2), **2**: 157-192; Paris.

ARCHIAC, E. J. A. DE & HAIME, J. (1853/1854): Description des animaux fossils du groupe Nummulitique de l'Inde. Précédé d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites. - 2 vols., 373 pp.; Paris (Gide et Baudry).

BANNERT, D., in cooperation with AMJED CHEEMA, ABRAR AHMED, and U. SCHÄFFER (1992): The structural development of the Western Fold Belt, Pakistan. - Geol. Jb., B **80**: 3-60; Hannover.

BAYLISS, B. B. (1961): An investigation of certain larger fossil foraminifera from Pakistan. - Ph. D. Thesis, Dept. Geol. Univ. Wales, 253 pp.; Cardiff.

BLONDEAU, A. (1972): Les Nummulites. - 254 pp.; Paris (Vuibert).

BLOW, W. A. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. - In: BRÖNNIMANN, P. & RENZ, H. H. (eds.), Proc. 1. Intern. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva 1967, **1**: 199-422; Leiden (Brill).

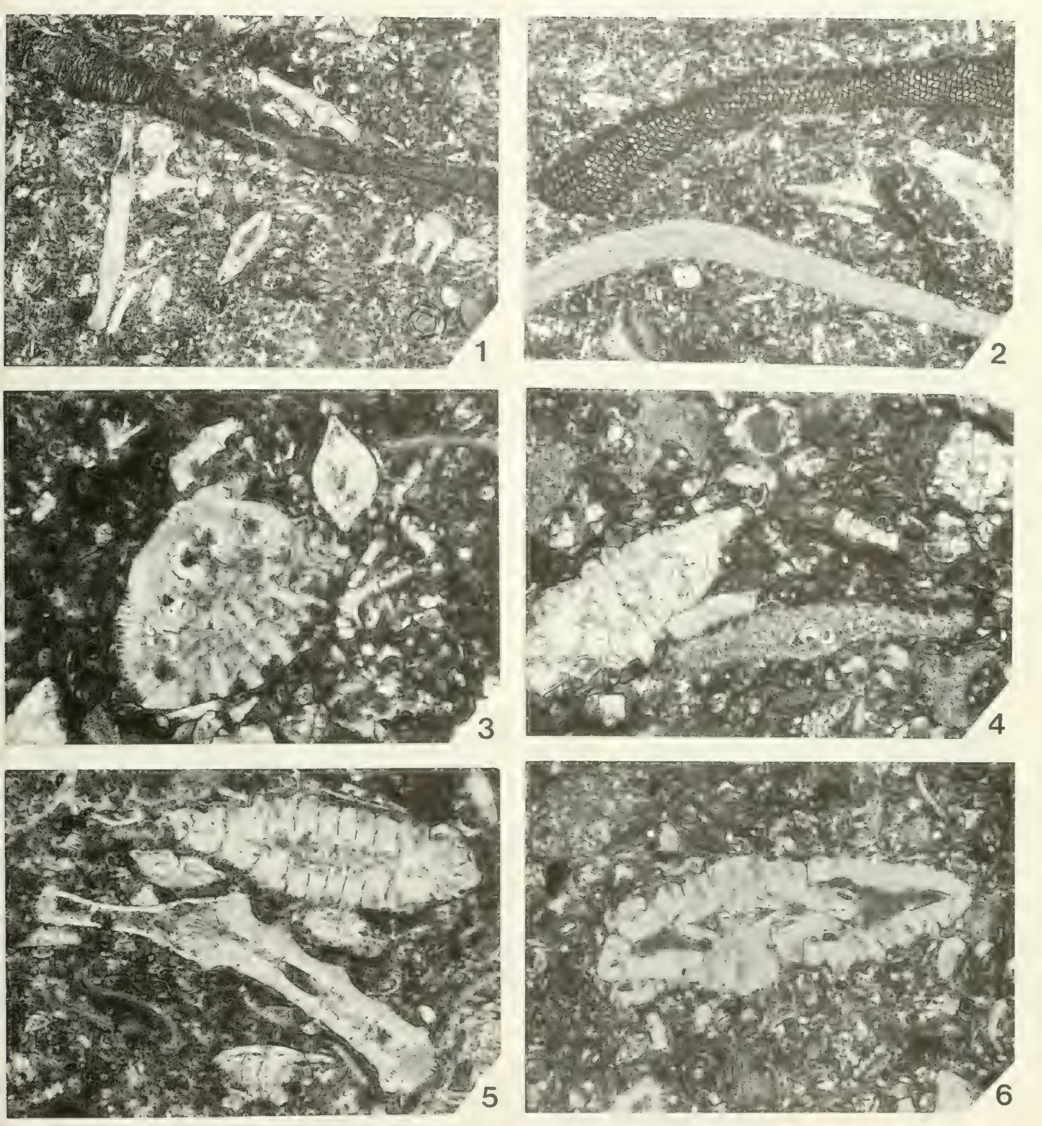
BLOW, W. A. (1979): The Cainozoic Globigerinida. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea). - 3 vols., 15 + 1413 pp.; Leiden (Brill).

BOLLI, H. M. (1957): The genera *Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana*, and *Abathomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad, B. W. I. - Bull. U. S. Nat. Mus., **215**: 51-60; Washington.

BOLLI, H. M. (1966): Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. - Bol. Inf. Ass. Venezolana Geol., Min. and Petrol., **9** (1): 3-33; Chacao.

BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R. (1976): Recent Foraminifera. - 515 pp.; Den Haag (Junk).

BUTT, A. A. (1987): The Paleogene stratigraphy of the Kala Chitta Range, Northern Pakistan. - Acta Min. Pakistan., **3**: 97-110.



WEISS, W.: Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages of Pakistan

Plate 5

Plate 5	Khairabad section, Salt Range. Larger foraminifers.
Fig. 1	Larger foraminiferal assemblage with *Orbitolites complanatus* LAMARCK, *Operculina salsa* DAVIES and others. - SaR-3/S 1309; about 6 x; Middle Paleocene.
Fig. 2	*Orbitolites complanatus* LAMARCK, *Dictyokathina simplex* SMOUTH and others. - SaR-3/S 1309; about 6 x; Middle Paleocene.
Fig. 3	*Lockhartia conditi* (NUTTALL), *Kathina* aff. *selveri* SMOUTH and others. - SaR-3/S 1309; about 40 x; Middle Paleocene.
Fig. 4	*Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME), ?*Dictyokathina simplex* (juvenile specimen) and others. - SaR-3/S 1309; about 30 x; Middle Paleocene.
Fig. 5	*Operculina salsa* DAVIES, *Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME) and others. - SaR-3/S 1309; about 23 x; Middle Paleocene.
Fig. 6	*Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME) and others. - SaR-3/S 1309; about 30 x; Middle Paleocene.

BUTT, A. A. (1991): *Ranikothalia sindensis* zone in Late Paleocene biostratigraphy. - Micropaleontology, **37** (1): 77-85; New York.

BUTTERLIN, J., FOURCADE, E. (1989): Stratigraphic range and geographic distribution of the genus *Lockhartia* DAVIES, 1932 (Foraminifera, Rotaliidae). - Rev. Micropal., **31** (4): 225-242; Paris.

CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.), Plankton stratigraphy, 17-86; Cambridge (Cambridge Univ. Press).

CARTER, H. J. (1861): Further observations on the structure of Foraminifera and on larger fossilized forms of Sind, etc., including a new genus and species. - Ann. Mag. Nat. Hist. London, (3), **8** : 246-251, 309-333, 366-382, 446-470; London.

CIZANCOURT, H. DE (1938): Nummulites et Assilines du flysch de Gardez et du Khost, Afghanistan oriental. - In: CIZANCOURT, A. DE & COX, L. R.: Contribution à l'étude des faunes tertiaires de l'Afghanistan. - Mém. Soc. Géol. France, N. S., **39**: 5-28; Paris.

CIZANCOURT, H. DE (1946): Dénomination nouvelles pour *Assilina umbilicata* DE CIZANCOURT, 1938. - C. R. Soc. géol. France, **16**: 335; Paris.

COLOM, G. (1954): Estudio de las biozonas con foraminiferos del Terciario de Alicante. - Bol. Inst. Geol. Min. Espan., **66**: 183; Madrid.

CONCLUSIONS/NICE (1983): Conclusions au Colloque sur les Etages Coniacien à Maastrichtien: Echelles biostratigraphiques. - Géol. Méditerran., **10** (3/4): 413-434; Nice.

DAVIES, L. M. (1926): Remarks on CARTER's genus *Conulites-Dictyoconoides* NUTTALL, with descriptions of some species from the Eocene of North West India. - Rec. Geol. Surv. India, **59**: 237-253; Calcutta.

DAVIES, L. M. (1927): The Ranikot Beds at Thal (North West Frontier Provinces of India). - Quart. Jour. Geol. Soc. London, **83** (1): 260-290; London.

DAVIES, L. M. (1932): The genera *Dictyoconoides* NUTTALL, *Lockhartia* nov. and *Rotalia* LAMARCK. - Trans. Roy. Soc., **57**: 397-428; Edinburgh.

DAVIES, L. M. (1940): The Upper Kirthar Beds of North West India. - Quart. Jour. Geol. Soc. London, **96** (2): 199-230; London.

DAVIES, L. M. & PINFOLD, E. S. (1937): The Eocene Beds of the Punjab Salt Range. - Mem. Geol. Surv. India, Palaeontologica India, N. S., **24** (1): 14-79; Calcutta.

DONCIEUX, L. (1926): Catalogue descriptif des fossiles Nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault. - Ann. Univ., n. s., **45**: 1-99; Lyon.

DOUVILLÉ, H. (1919): L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. - Mém. Explic. Carte géol. dét. France, 1-84; Paris.

EAMES, F. E. (1952a): A contribution to the study of the Eocene in Western Pakistan and Western India: A. The geology of standard sections in the Western Punjab and in the Kohat district. - Quart. Jour. Geol. Soc. London, **107**: 150-171; London.

EAMES, F. E. (1952b): A contribution to the study of the Eocene in Western Pakistan and Western India. D. Discussion of the faunas of certain standard sections, and their bearing on the classification and correlation of the Eocene in Western Pakistan and Western India. - Quart. Jour. Geol. Soc. London, **107**: 173-200; London.

FATMI, A. N. (1973): Lithostratigraphic units of the Kohat Potwar province, Indus Basin, Pakistan. - Mem. Geol. Surv. Pakistan, **10**: 80 pp.; Islamabad.

FATMI, A. N. & KHAN, M. R. (1966): Stratigraphy of parts of western Kohat, West Pakistan (Samana-Darsamand and Thal sections). - Rec. Geol. Surv. Pakistan, **20**; Quetta.

FRITZ, E. B. & KHAN, M. R. (1967): Cretaceous (Albian-Cenomanian) planktonic Foraminifera in Bangu Nala, Quetta Division, West Pakistan. - U. S. Geol. Surv. Proj. Rep., **PK-36**: 16 pp; Washington.

GEE, E. R. (1980): Pakistan geological Salt Range map series (6 sheets, scale 1: 50 000). - Directorate of Overseas Surveys, United Kingdom, for the Government of Pakistan and Geological Survey of Pakistan.

GEE, E. R. (1989): Overview of the geology and structure of the Salt Range, with observations on related areas of northern Pakistan. - In: MALINCONICO, L. L. & LILLIE, R. J. (eds.), Tectonics of western Himalayas, Spec. Pap. Geol. Soc. Amer., **232**: 95-112; Boulder.

GIGON, W. O. (1962): Upper Cretaceous stratigraphy of the well Giandari-1 and its correlation with the Sulaiman and Kirthar Ranges, West Pakistan. - ECAFE Symp. Div. Petrol. Res. Asia and Far East, 282-284; Teheran.

GILL, W. D. (1952): Facies and fauna in the Bhadrar Beds of the Punjab Salt Range, Pakistan. - Jour. Paleont., **27** (6): 824-844; Menasha.

GILL, W. D. (1953): The genus *Assilina* in the Laki Series (Lower Eocene) of the Kohat-Potwar Basin, Northwest Pakistan. - Contrib. Cush. Found. Foram. Res., **4** (2): 76-84; Washington.

GORSEL, J. T. VAN (1970): Late Cretaceous orbitoidal Foraminifera. - In: HEDLEY, R. H. & ADAMS, C. G. (eds.), Foraminifera, 1-120; London (Academic Press).

HAAK, R. & POSTUMA, J. (1975): The relation between tropical planktonic foraminiferal zonation and the Tertiary Far East Letter Classification. - Geologie en Mijnbouw, **54** (3-4): 195-198; Den Haag.

HAQUE, A. F. M. M. (1956): The smaller Foraminifera of the Ranikot and the Laki of the Nammal Gorge, Salt Range. - Mem. Geol. Surv. Pakistan, **1**: 1-300.

HENRICI, H. (1934): Foraminiferen aus dem Eozän und Altmiozän von Timor. - In: BOEHM, G. & WANNER, J., Beiträge zur Geologie von Niederländisch-Indien, (4), **4** (1): 32, 52; Stuttgart.

HOFKER, J. (1926): Die Foraminiferen aus dem Senon Limburgens. I: *Calcarina calcitrapoides* LAMARCK. - Natuurhist. Maandbl., **15** (2): 14-17; Maastricht.

HOFKER, J. (1963): Foraminifera from the Cretaceous of South-Limburg, Netherlands. 67: The taxonomic position of *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK. - Natuurhist. Maandbl., **52** (7-8): 109-114; Maastricht.

HOTTINGER, L. (1960): Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. - Schweiz. paläont. Abh., **75/76**: 144 pp.; Basel.

Plate 6 Khairabad section, Salt Range. Larger foraminifers.

Fig. 1 Larger foraminiferal assemblage. - SaR-66/S 1334; about 6 x; Early Eocene.

Fig. 2 Larger foraminiferal assemblage with *Discocyclina ranikotensis* DAVIES, *Nummulites* aff. *atacicus* LEYMERIE and others. - SaR-66/S 1334; about 10 x; Early Eocene.

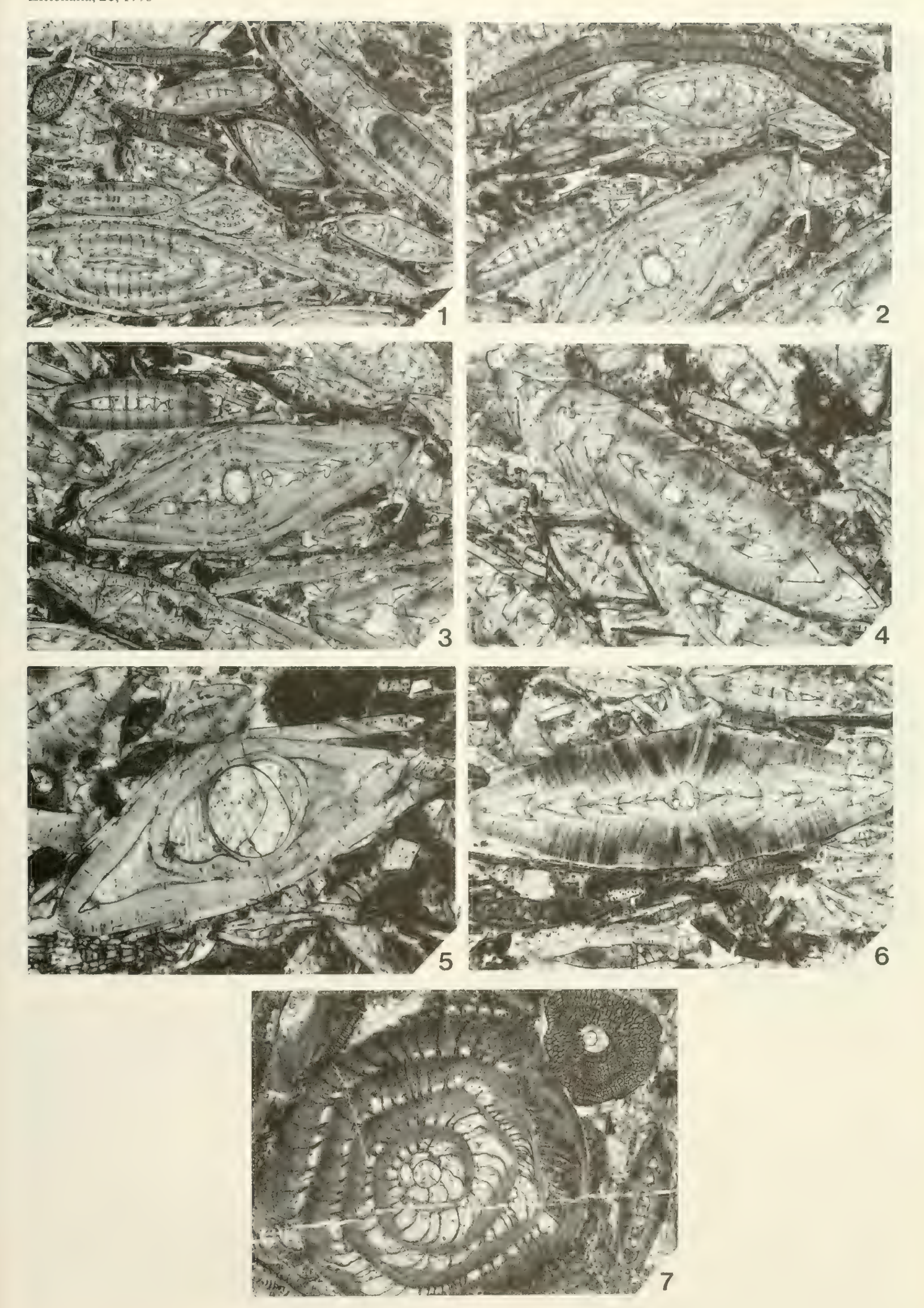
Fig. 3 *Nummulites* aff. *atacicus* LEYMERIE and others. - SaR-66/S 1334; about 10 x; Early Eocene.

Fig. 4 ?*Assilina* aff. *plana* SCHAUB and others. - SaR-66/S 1334; about 15 x; Early Eocene.

Fig. 5 *Nummulites* aff. *atacicus* LEYMERIE (juvenile specimen) and others. - SaR-66/S 1334; about 40 x; Early Eocene.

Fig. 6 *Assilina* aff. *leymeriei* D'ARCHIAC & HAIME and others. - SaR-66/S 1334; about 30 x; Early Eocene.

Fig. 7 Equatorial sections of ?*Assilina* aff. *plana* SCHAUB (questionable A generation) and *Discocyclina ranikotensis* DAVIES. - SaR-65a/S 1333; about 15 x; Early Eocene


1
2
3
4
5
6
7

Hottinger, L. (1960): Über paleocaene und eocaene Alveolinen. - Eclogae geol. Helvet., **53** (1): 265-283; Basel.

Hottinger, L. (1971): Larger Foraminifera common to Mediterranean and Indian Paleocene and Eocene formations. - Ann. Inst. Geol. Publ., **54** (4/1): 145-151; Budapest.

Hunting Survey Corporation (1961): Reconnaissance geology of part of West Pakistan (Colombo Plan Cooperative Project). - 555 pp.; Toronto.

Jamil Afzal & von Daniels, C. H. (1991): Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironment interpretation of the Paleocene to Eocene Patala and Nammal Formations from Khairabad-East, western Salt Range, Pakistan. - Pak. Jour. Hydrocarbon Res., **3** (2): 61-79; Islamabad.

Kaever, M. (1964): Über *Assilina lacunata* Cizancourt aus dem Unter-Eozän Afghanistans. - Geol. Jb., **82**: 131-142; Hannover.

Köthe, A. (1987): Jurassic to Paleogene nannofossil and Paleogene dinoflagellate biostratigraphy of the Surghar Range, Salt Range, Sulaiman Range and the Kohat area, Pakistan. - BGR Report: 86 pp.; Hannover.

Köthe, A. (1988) in cooperation with A. M. Khan & M. Ashraf: Biostratigraphy of the Surghar Range, Sulaiman Range and Kohat area, Pakistan, according to Jurassic through Paleogene calcareous nannofossils and Paleogene dinoflagellates. - Geol. Jb., B **71**: 3-87; Hannover.

Küpper, K. (1954): Notes on the Upper Cretaceous larger Foraminifera. II: Genera of the subfamily Orbitoidinae with remarks on the microspheric generation of *Orbitoides* and *Omphalocyclus*. - Contr. Cushman Found. Foram. Res., **5** (4): 179-184; Washington.

Kureshy, A. A. (1966): Biostratigraphic studies of Chharat and adjacent areas of West Pakistan. - Bull. Coll. Sci., **9**: 85-92; Baghdad.

Kureshy, A. A. (1969): Eocene biostratigraphy of West Pakistan. - Mém. BRGM, **69** (3): 219-224; Orléans.

Kureshy; A. A. (1971): The Upper Cretaceous and Paleocene larger Foraminifera of Murree Brewery, West Pakistan. - Proc. 4. African Micropal. Coll., 220-227.

Kureshy, A. A. (1972): Stratigraphic micropaleontology of Pakistan. - Pakistan Jour. Sci., **24** (3): 133-146; Lahore.

Kureshy, A. A. (1974): The biostratigraphic correlation of sedimentay basins of Pakistan. - Proc. 6. African Micropal. Coll., 327-336; Tunis.

Kureshy, A. A. (1975): The Cretaceous and Tertiary larger Foraminifera of West Pakistan. - Rev. Espan. Micropaleont., spec. publ., 7: 553-564; Madrid.

Kureshy, A. A. (1975/1977): Taxonomical studies of Tertiary larger foraminifera. - Rec. Geol. Surv. Pakistan, **38**: 1-47; Karachi.

Kureshy, A. A. (1976): The Cretaceous planktonic foraminiferal zones of Pakistan. - Rev. Espan. Micropaleont., **8** (3): 429-438; Madrid.

Kureshy, A. A. (1977): The Tertiary planktonic foraminiferal zones of Pakistan. - Rev. Espan. Micropaleont., **9** (2): 203-219; Madrid.

Kureshy, A. A. (1978): Tertiary larger foraminiferal zones of Pakistan. - Rev. Esp. Micropaleont., **10** (3): 467-483; Madrid.

Kureshy, A. A. (1980): Larger foraminiferal biostratigraphy of the Kirthar Formation of Pakistan. - Geology and Palaeontology of Southeast Asia, **21**: 235-245; Tokyo.

Kureshy, A. A. (1984): The foraminiferal stratigraphy of Laki Formation (Early Eocene) of Pakistan. - Géol. Méditerran., **11** (2): 231-236; Nice.

Lamarck, J. B. de (1801): Système des animaux sans vertèbres. - 8+432 pp.; Paris.

Lamarck, J. B. de (1816): Histoire naturelle des animaux sans vertèbres. - Paris.

Latif, M. A. (1961): The use of pelagic Foraminifera in the subdivision of the Paleocene-Eocene of the Rakhi Nala, West Pakistan. - Geol. Bull. Panjab Univ., **1**: 31-46; Lahore.

Latif, M. A. (1963): Some related groups of pelagic Foraminifera in the Paleocene-Eocene of the Rahki Nala, West Pakistan. - Geol. Bull. Panjab Univ., **3**: 19-24; Lahore.

Latif, M. A. (1964): Variations in abundance and morphology of pelagic Foraminifera in the Paleocene-Eocene of the Rakhi Nala, West Pakistan. - Geol. Bull. Panjab Univ., **4**: 29-100; Lahore.

Latif, M. A. (1970): Explanatory notes on the geology of South-Eastern Hazara, to accompany the revised geological map. - Jb. Geol. B.-A., Sonderbd., **15**: 5-19; Wien.

Latif, M. A. (1970): Micropalaeontology of the Chanali Limestone, Upper Cretaceous of Hazara, West Pakistan. - Jb. Geol. B.-A., Sonderbd., **15**: 25-61; Wien.

Latif, M. A. (1970): Micropalaeontology of the Galis Group, Hazara, West Pakistan. - Jb. Geol. B.-A., Sonderbd., **15**: 63-66; Wien.

Leymerie, A. (1846): Mémoire sur le terrain à *Nummulites* (épicrétacé) des Corbières et de la Montagne Noir. - Mém. Soc. géol. France, (2), **1**: 337-373; Paris.

Marks, P. (1962): Variation and evolution in *Orbitoides* of the Cretaceous of the Rakhi Nala, West Pakistan. - Bull. Geol. Univ. Panjab, **2**: 15-24; Lahore.

Meissner, Ch. R. et al. (1974): Stratigraphy of the Kohat Quadrangle, Pakistan. - U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., **716-D**: 1-29; Washington.

Nagappa, Y. (1959): Foraminiferal biostratigraphy of the Cretaceous-Eocene succession in the India-Pakistan-Burma region. - Micropaleontology, **5** (2): 145-192; New York.

Naseer A. Shafique & von Daniels, C. H. (1990): Foraminiferal Zonation of Upper Goru Formation - Bawani Area, Kirthar Range. - Pak. Jour. Hydrocarbon Res., **2** (2): 67-84; Islamabad.

Neumann, M. (1958): Révision des Orbitoididés du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine Occidentale. - Mém. Soc. géol. France, n. s., **37** (2-3), **83**: 1-174; Paris.

Nicora, A., Garzanti, E., Fois, E. (1986): Evolution of the Tethys Himalaya continental shelf during Maastrichtian to Paleocene (Zanskar, India). - Riv. Ital. Paleont. Strat., **92** (4): 439-496; Milano.

Nuttall, W. L. F. (1925a): The stratigraphy of the Laki Series (Lower Eocene) of parts of Sind and Baluchistan (India); with a description of the larger Foraminifera contained in those beds. - Quart. Jour. geol. Soc., **81** (3): 417-453; London.

Nuttall, W. L. F. (1925b): Two species of Eocene Foraminifera from India. *Alveolina elliptica* and *Dictyoconoides cooki*. - Ann. Mag. Nat. Hist., (9), **16**: 378-388; London/Edinburgh.

Plate 7 North of Hangu section, Kohat Area. Larger foraminifers.

Fig. 1 Algal-foraminiferal assemblage. - Ko-59/S 1440; about 60 x; Late Maastrichtian.

Fig. 2 Algal assemblage, mostly dasycladaceans, and larger foraminifers. - Ko-61/S 1442; about 20 x; ?Early to Middle Paleocene.

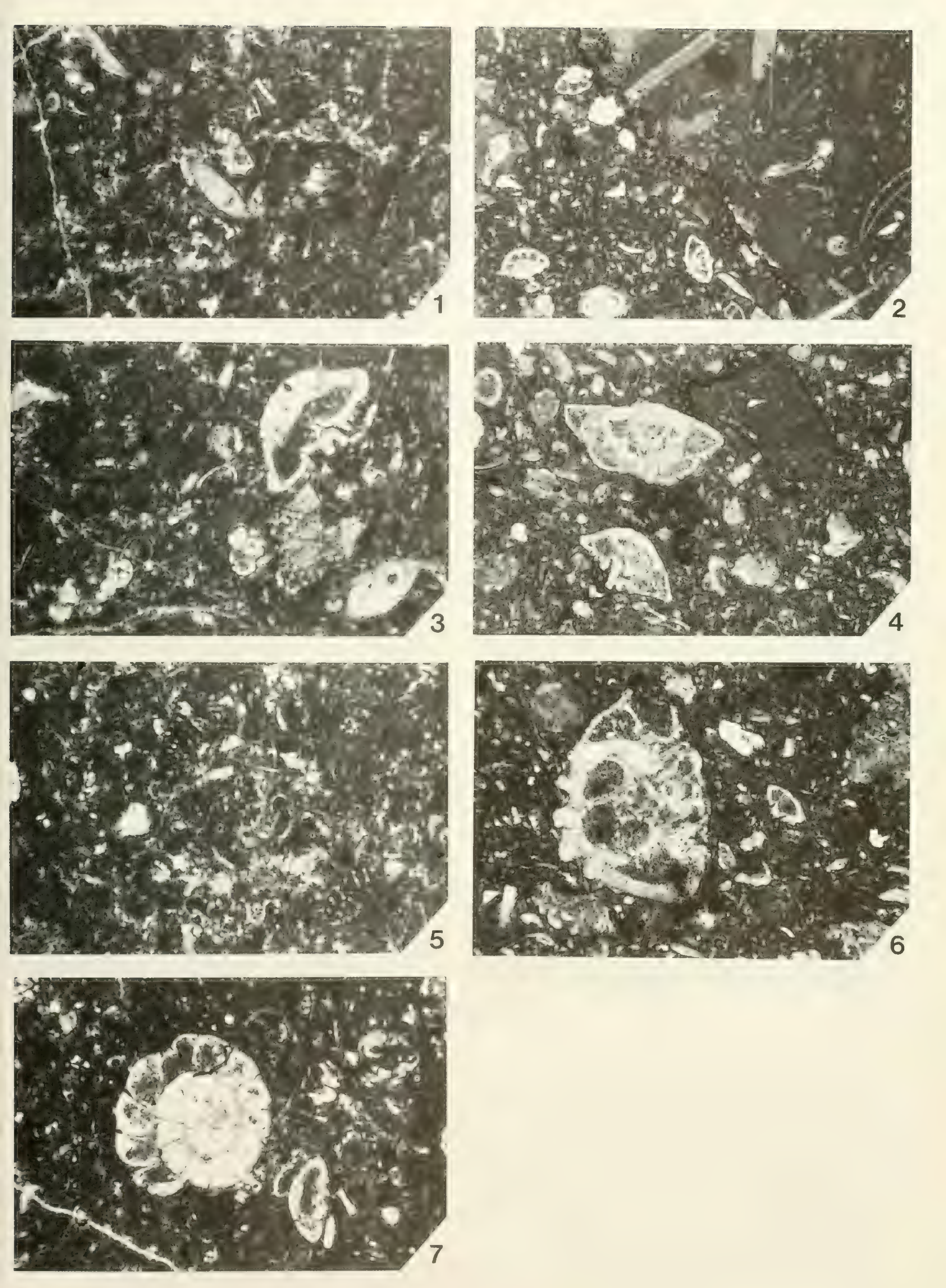
Fig. 3 *Rotalia* cf. *trochidiformis* (Lamarck), *Gublerina* sp. (left) and others. - Ko-59/S 1440; about 60 x; Late Maastrichtian.

Fig. 4 *Rotalia trochidiformis* (Lamarck), *Kathina major* Smouth and others. - Ko-61/S 1442; about 30 x; ?Early to Middle Paleocene.

Fig. 5 Questionable soritid specimens. - Ko-59/S 1440; about 46 x; Late Maastrichtian.

Fig. 6 Transitional specimen between *Lockhartia haimei* (Davies) and *Lockhartia altispira* Smouth and others. - Ko-61/S 1442; about 40; ?Early to Middle Paleocene.

Fig. 7 *Rotalia* cf. *trochidiformis* (Lamarck) (horizontal section). Note the thin, laminated, radially fibrous calcite of the outer wall. - Ko-59/S 1440; about 40; Late Maastrichtian.


1
2
3
4
5
6
7

NUTTALL, W. L. F. (1926a): The larger Foraminifera of the Upper Ranikot Series (Lower Eocene) of Sind, India. - Geol. Magazine, **63** (3): 112-121; London.

NUTTALL, W. L. F. (1926b): The zonal distribution of larger Foraminifera of the Eocene of Western India. - Geol. Magazine, **63** (11): 495-504; London.

ORBIGNY, A. DE (1826): Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. - Ann. Sci. Nat. Paris, (1), **7**: 96-314; Paris.

OVEY, C. D. (1947): A new Eocene species of *Lockhartia* DAVIES, from British Somaliland, with notes on other species of the genus. - Ann. Mag. Nat. Hist., (2), **13**: 571-576; London.

PALMER, D. K. (1934): Some large fossil foraminifera from Cuba. - Mem. Soc. Cubana Nat. Hist., **8** (4): 235-264; Cuba.

PAPP, A. & KÜPPER, K. (1953): Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St.-Paul. II: Orbitoiden aus Sandsteinen vom Pemberger bei Klein St.-Paul. III: Foraminifera aus dem Campan von Silberegg. - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Abt. 1, **162**: 65-82; 345-357; Wien.

PFENDER, J. (1935): A propos du *Siderolites vidali* DOUVILLÉ et de quelques autres. - Bull. Soc. géol. France, (5), **4**: 225-236; Paris.

PLUMMER, H. (1931): Some Cretaceous Foraminifera in Texas. - Univ. Texas Bull., **3101**: 109-237; Austin.

PORTH, H., HILAL A. RAZA (1990a): On the geology and hydrocarbon prospects of Potwar Depression and adjoining sedimentary areas. - BGR/HDIP Report: 193 pp.; Hannover.

PORTH, H., HILAL A. RAZA (1990b): On the geology and hydrocarbon prospects of Sulaiman Province, Indus Basin, Pakistan. - BGR/ HDIP Report: 127 pp.; Hannover.

POSTUMA, J. (1971): Manual of planktonic Foraminifera. - 420 pp.; Amsterdam (Elsevier).

REICHEL, M. (1950): Observations sur les *Globotruncana* du gisement de la Breggia (Tessin). - Eclogae geol. Helv., **42** (2): 596-617; Basel.

ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. (eds.) (1979): Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). Parts 1-2. - Cah. Micropaléont., **1**: 1-185; **2** : 1-181; Paris.

ROBASZYNSKI, F., CARON, M., GONZALES, J. M. & WONDERS, A. (eds.) (1984): Atlas of Late Cretaceous globotruncanids. - Rev. Micropaléont., **26** (3-4): 145-305; Paris.

RUTTEN, M. G. & VERMUNT, L. W. J. (1932): The Serce di Cueba limestone from Curacao. - Proc. K. Akad. Wetensch., **35**: 240; Amsterdam.

SAMANTA, B. K. (1972): Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Early Tertiary of the Rakhi Nala section, Sulaiman Range, Pakistan. - Jour. Geol. Soc. India, **13** (4): 317-328; Bangalore.

SAMANTA, B. K. (1973): Planktonic Foraminifera from the Palaeocene-Eocene succession in the Rakhi Nala, Sulaiman Range, Pakistan. - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), **22** (6): 421-482; London.

SCHAUB, H. (1981): Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogenèse et biostratigraphie. - Schweiz. Paläontol. Abh., **104**: 236 p.; **105** (Atlas 1): pls. 1-48; **106** (Atlas 2): pls. 49-97; Basel.

SCHLUMBERGER, C. (1901): Première note sur les *Orbitoides*. - Bull. Soc. géol. France, (4), **1**: 459-467; Paris.

SCHLUMBERGER, C. (1902): Deuxième note sur les *Orbitoides*. - Bull. Soc. géol. France, (4), **2**: 255-261; Paris.

SCHWAGER, C. (1883): Die Foraminiferen aus den Eocaenablagerungen der Libyschen Wüste und Aegyptens. - Palaeontographica, (3/6), **30**: 79-153; Cassel.

SEN GUPTA, B. K. (1963): A restudy of two common species of *Discocyclina* from India. - Micropaleontology, **9** (1): 39-49; New York.

SHAH, S. M. J. (1977): Stratigraphy of Pakistan. - Mem. Geol. Surv. Pakistan, **12**: 1-138; Islamabad.

SIDDIQUI, Q. A. (1971): Early Tertiary Ostracoda of the family Trachyleberididae from West Pakistan. - Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), **9**: 1-99; London.

SMOUTH, A. H. (1954): Lower Tertiary Foraminifera from the Qatar Peninsula. - 96 pp.; London.

SMOUTH, A. H. & HAQUE, A. F. M. M. (1956): A note on the larger Foraminifera and Ostracoda of the Ranikot from the Nammal Gorge, Salt Range, West Pakistan. - Rec. Geol. Surv. Pakistan, **8** (2): 49-60; Karachi.

SOWERBY, J. DE C. (1840): Systematic list of organic remains. Appendix to GRANT, C. W., Memoir to illustrate a geological map of Cutch. - Trans. Geol. Soc. London, (2), **5**: 327-329; London.

STAINFORTH, R. M., LAMB, J. L., LUTERBACHER, H., BEARD, J. H., JEFFORDS, R. M. (1975): Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. - Paleontol. Contrib. Univ. Kansas, **62**: 425 pp.; Lawrence.

TOUMARKINE, M. & LUTERBACHER, H. (1985): Paleocene and Eocene planktic foraminifera. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.): Plankton stratigraphy, 87-154; Cambridge (Cambridge Univ. Press).

WAN, X. (1990): Eocene larger Foraminifera from Southern Tibet. - Rev. Espan. Micropaleont., **22** (1): 213-238; Madrid.

WEISS, W. (1988): Larger and planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Cretaceous and the Paleogene in the Salt Range, the Kohat area and the Sulaiman Range, Pakistan. - BGR Report: 57 pp.; Hannover.

WILLIAMS, M. D. (1959): Stratigraphy of the Lower Indus Basin, West Pakistan. - 5th World Petrol. Congr. Proc., (1), **19**: 377-390; New York.

APPENDIX

Faunal reference list of larger foraminifers

Taxa of larger foraminifers identified in the samples are listed alphabetically with reference to their original description. Additional references of preferred modern nomenclature of larger foraminifers (including as far as possible A and B generations) are given showing typical species illustrations which were the base of determinations used here. Some taxa in open nomenclature are discussed.

Cretcaeous

Omphalocyclus macroporus (LAMARCK, 1816)

= *Orbulites macropora* n. sp. - LAMARCK: 197.

= *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) - NEUMANN (1958): 65-66; pl. 6, figs. 1-8; pl. 35, fig. 2; text-fig. 16a-b.

Orbitoides apiculata SCHLUMBERGER, 1901

= *Orbitoides apiculata* n. sp. - SCHLUMBERGER: 462; pl. 8, figs. 1, 4, 6; pl. 9, figs. 1,4.

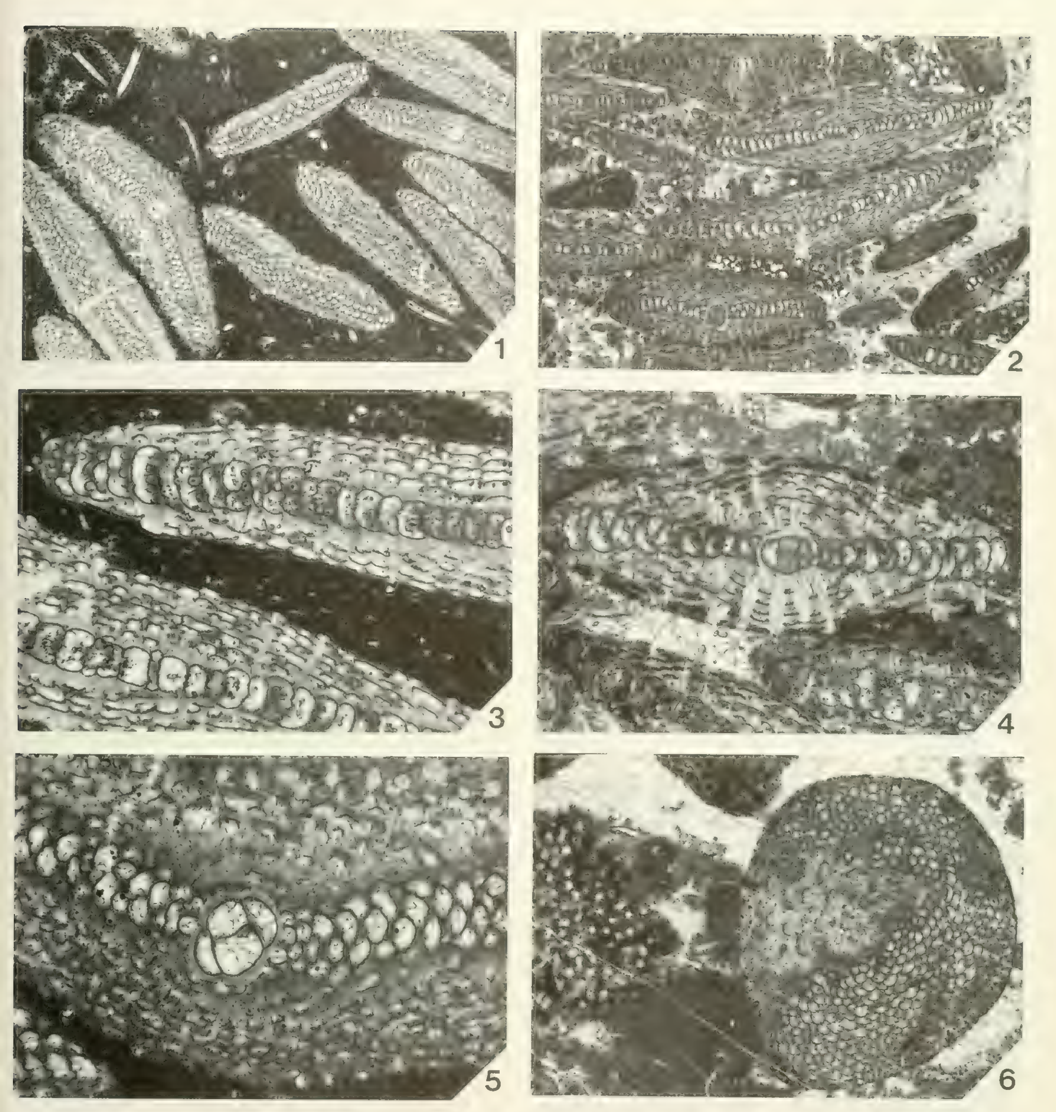
= *Orbitoides apiculata apiculata* (SCHLUMBERGER) - KÜPPER (1954): 66-67; pl. 12, figs. 7-8;

= *Orbitoides apiculata* (SCHLUMBERGER) - NEUMANN (1958): 63-65; pl. 4, figs. 1-6; pl. 5, figs. 5-6; text-fig. 15a-b.

Orbitoides media (D'ARCHIAC, 1837)

= *Orbitolites media* n. sp. - D'ARCHIAC: 178;

= *Orbitoides media media* (D'ARCHIAC) - PAPP & KÜPPER (1953): 73; pl. 1, figs. 5-7; pl. 2, figs. 2-4;



WEISS, W.: Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages of Pakistan

Plate 8

Plate 8 Rakhi Nala section, Sulaiman Range. Larger foraminifers.

Fig. 1 *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER. Note the different sections probably indicating a low-energy depositional environment. - SmR-1/S 1419; about 6 x; Early Maastrichtian.

Fig. 2 *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER. Note the predominant axial sections probably indicating a high-energy depositional environment. - SmR-1/S 1419; about 8 x; Early Maastrichtian.

Fig. 3 *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER. Note the two and three tubelike stolons serving as a connection between chambers of the central layer. - SmR-1/S 1419; about 46 x; Early Maastrichtian.

Fig. 4 *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER. Note the virtually three-chambered nucleoconch. - SmR-1/S 1419; about 40 x; Early Maastrichtian.

Fig. 5 *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER. Note the quadrilocular nucleoconch surrounded by thick, perforated wall. - SmR-1/S 1419; about 46 x; Early Maastrichtian.

Fig. 6 *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER. Note the arcuate equatorial chambers in a slightly oblique section. - SmR-1/S 1419; about 23 x; Early Maastrichtian.

= *Orbitoides media* (D'ARCHIAC) - NEUMANN (1958): 60-62; pl. 3, figs. 1-6; pl. 5, figs. 3-4; pl. 35, fig. 2; text-fig. 14a-d.

Orbitoides tissoti SCHLUMBERGER, 1902

= *Orbitoides tissoti* n. sp. - SCHLUMBERGER: 259; pl. 8, figs. 21-25.

= *Orbitoides tissoti tissoti* (SCHLUMBERGER) - PAPP & KUPPER (1953): 349; pl. 1, figs. 1-2; pl. fig. 2;

= *Orbitoides tissoti* (SCHLUMBERGER) - NEUMANN (1958): 56-60; pl. 1, figs. 1-9; pl. 2, figs. 1-4; pl. 5, figs. 1-2; pl. 35, fig. 1; text-fig. 13a-b.

Siderolites calcitrapoides LAMARCK, 1801

= *Calcarina calcitrapoides* (LAMARCK) - HOFKER (1926): 14-17; figs. 1-14.

Paleogene

Alveolina delicatissima SMOUTH, 1954

= *Alveolina delicatissima* n. sp. - SMOUTH: 83-84; pl. 14, fig. 13.

Alveolina elliptica (SOWERBY, 1840)

= *Fasciolites elliptica* n. sp. - SOWERBY: 329; pl. 24. fig. 17;

= *Alveolina elliptica* (SOWERBY) - HOTTINGER (1960): 146; pl. 12, figs. 1-3.

Alveolina lepidula SCHWAGER, 1883

= *Alveolina lepidula* var. A - SCHWAGER: pl. 25, figs. 3a-g;

= *Alveolina lepidula* var. A SCHWAGER - NUTTALL (1925): 439; pl. 24, figs. 1-2;

= *Alveolina* (*Glomalveolina*) *lepidula* SCHWAGER - HOTTINGER (1960): 57-58; pl. 1, figs. 25-29; pl. 2, fis. 9, 25; text-figs. 25, 29: 20-22, 80.

Alveolina oblonga D'ORBIGNY, 1826

= *Alveolina oblonga* n. sp. - D'ORBIGNY: 306, fig. 4;

= *Alveolina oblonga* D'ORBIGNY - NUTTALL (1925): 446; pl. 27, fig. 8;

= *Alveolina oblonga* D'ORBIGNY - HOTTINGER (1960): 141; pl. 9, figs. 4-16.

Assilina dandotica DAVIES, 1937

= *Assilina dandotica* n. sp. - DAVIES in DAVIES & PINFOLD: 28-29; pl. 4, figs. 1-3, 6-8;

= *Assilina dandotica* DAVIES - SCHAUB (1981): 206-207; pl. 84, figs. 1-16, tab. 18a.

Assilina daviesi DE CIZANCOURT, 1938

= *Assilina daviesi* n. sp. - DE CIZANCOURT: 23; pl. 3, figs. 18, 25-26; tab. 2b (B generation);

= *Assilina daviesi* var. *nammalensis* n. subsp. - GILL (1953): 82; pl. 13, figs. 1-5 (A generation).

Assilina lacunata DE CIZANCOURT, 1946

= *Assilina umbilicata* n. sp. - DE CIZANCOURT: 23;pl. 3, figs. 19-20, 27 (B generation;

= *Assilina subumbilicata* n. sp. - DE CIZANCOURT: 24; pl. 3, figs. 21-23 (A generation);

= *Assilina lacunata* nom. nov. - DE CIZANCOURT (1946): 335;

Assilina laminosa GILL, 1953

= *Assilina laminosa* n. sp. - GILL: 83; pl. 13, figs. 14-17 (B generation);

= *Assilina sublaminosa* n. sp. - GILL (1953): 83; pl. 13, figs. 18-19 (A generation).

Assilina leymeriei (D'ARCHIAC & HAIME, 1853)

= *Nummulites leymeriei* n. sp. - D'ARCHIAC & HAIME: 153; pl. 11, fig. 9a-c;

= *Assilina leymeriei* (D'ARCHIAC & HAIME) - SCHAUB (1981): 196-197; fig. 113; pl. 71, figs. 56-74; pl. 72, figs. 1-53, tab. 16d.

Assilina pustulosa DONCIEUX, 1926

= *Assilina pustulosa* n. sp. - DONCIEUX: 52; pl. 5, figs. 36-43; pl. 6, fig. 1 (B generation);

= *Assilina subpustulosa* n. sp. - DONCIEUX (1926): 53; pl. 5, fig. 20; pl. 6, figs. 2-3 (A generation);

= *Assilina pustulosa* DONCIEUX - SCHAUB (1981): 207-208; fig. 115; pl. 84, figs. 28-50, 53, 59-96; tab. 18b.

Assilina spinosa DAVIES, 1937

= *Assilina spinosa* n. sp. - DAVIES in DAVIES & PINFOLD: 31-33; pl.4, figs. 11-12, 16-17 (B generation);

= *Assilina subspinosa* n. sp. - DAVIES in DAVIES & PINFOLD (1937): 33-34; pl. 4, figs. 19-20, 23-26 (A generation);

= *Assilina spinosa* DAVIES - SCHAUB (1981): 196; pl. 71, figs. 53-55.

Dictyoconoides cooki (CARTER, 1861)

= *Conulites cooki* n. sp. - CARTER: 83; pl. 15, figs. 7a-g;

= *Dictyoconoides cooki* (CARTER) - SMOUT (1954): 59-60; pl. 9, figs. 1-5.

Dictyokathina simplex SMOUTH, 1954

= *Dictyokathina simplex* n. sp. - SMOUTH: 64-66; pl. 8, figs. 1-11.

Discocyclina dispansa (SOWERBY, 1840)

= *Lycophris dispansa* n. sp. - SOWERBY: 327; pl. 24, figs. 16a-b;

= *Discocyclina dispansa* (SOWERBY) - NUTTALL (1926): 157; pl. 7, figs. 1-3, 5;

= *Discocyclina dispansa* (SOWERBY) - NAGAPPA (1959): 181; pl. 10, figs. 6-8;

= *Discocyclina dispansa* (SOWERBY) - SEN GUPTA (1963): 39; pl. 1, figs. 1-9.

Discocyclina dorreeni BAYLISS, 1961

= *Discocyclina dorreeni* n. sp. - BAYLISS: pl. 22, figs. 1-9. Probably the taxonomical status of this species is questionable.

Discocyclina ranikotensis DAVIES, 1927

= *Discocyclina ranikotensis* n. sp. - DAVIES: 281-282; pl. 22, figs. 10-12.

Discocyclina sowerbyi NUTTALL, 1926

= *Discocyclina sowerbyi* n. sp. - NUTTALL: 149; pl. 8, figs. 1-3;

= *Discocyclina sowerbyi* NUTTALL - NAGAPPA (1959): 181; pl. 11, figs. 1-2;

= *Discocyclina sowerbyi* NUTTALL - SEN GUPTA (1963): 41; pl. 2, fig. 2; pl. 3, figs. 1-10.

Discocyclina undulata NUTTALL, 1926

= *Discocyclina undulata* n. sp. - NUTTALL: 150; pl. 7, figs. 8-9; pl. 8,fig. 5;

= *Discocyclina undulata* NUTTALL - NAGAPPA (1959): 181; pl. 10, figs. 9-10.

Flosculina globosa (LEYMERIE, 1846)

= *Alveolina subpyrenaica* var. *globosa* n. subsp. - LEYMERIE: 359; pl. 13, fig. 10a-c;

= *Flosculina globosa* (LEYMERIE) - NUTTALL (1925): 435; pl. 23, figs.1-4; pl. 24, figs. 4-6;

= *Alveolina globosa* LEYMERIE - HOTTINGER (1960): 80; pl. 3, figs. 15-20.

Kathina maior SMOUTH, 1954

= *Kathina major* n. sp. - SMOUTH: 63-64; pl. 6, figs. 1-10.

Kathina selveri SMOUTH, 1954

= *Kathina selveri* n. sp. - SMOUTH: 62-63; pl. 6, figs. 11-13.

Lockhartia altispira SMOUTH, 1954

= *Lockhartia altispira* n. sp. - SMOUTH: 51-52; pl. 4, figs. 4-6.

Lockhartia conditi (NUTTALL, 1926)

= *Dictyoconoides conditi* n. sp. - NUTTALL: 119; pl. 11, figs. 7-8;

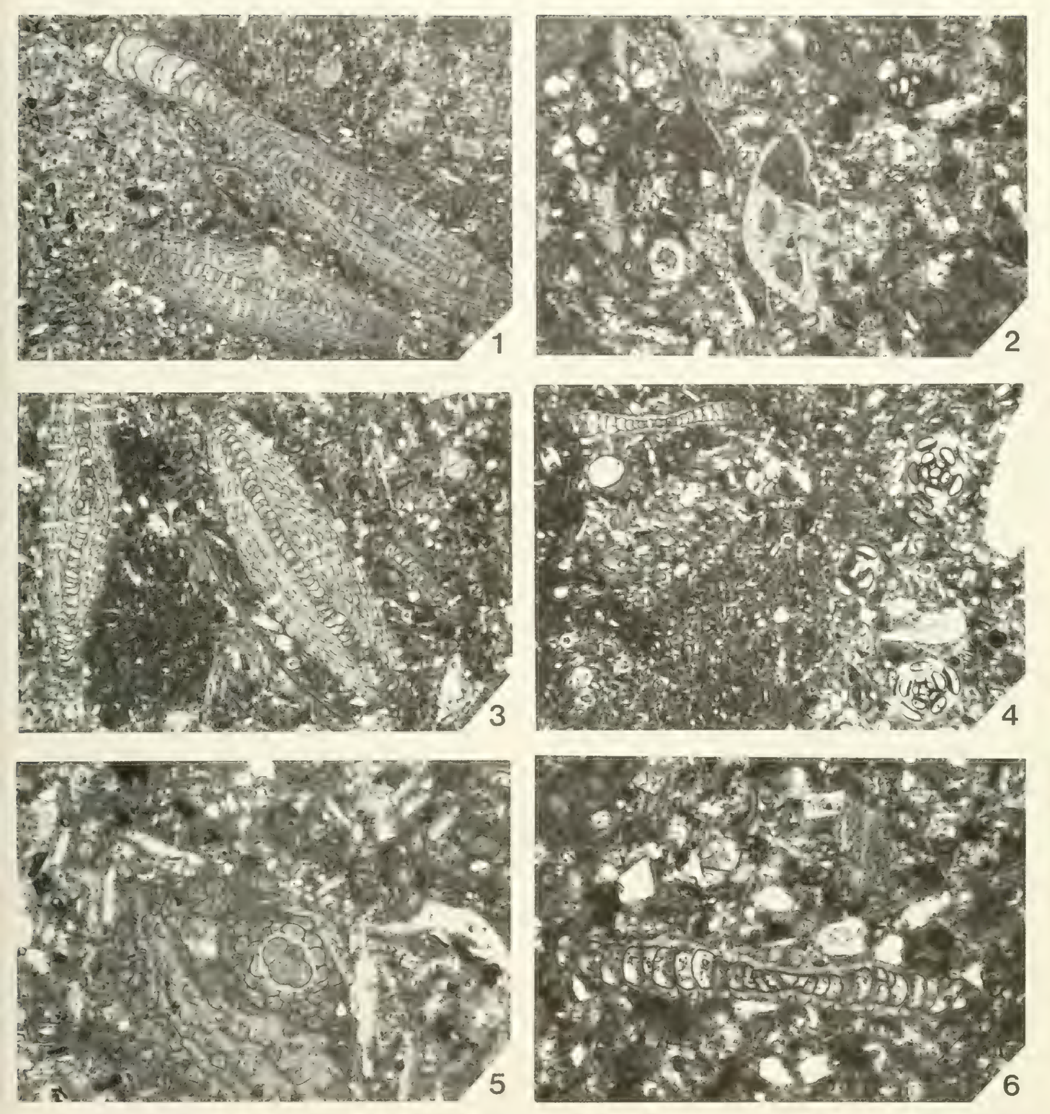
= *Lockhartia conditi* (NUTTALL) - DAVIES (1932): 408; pl. 2, fig. 7; pl. 4, fig. 7;

= *Lockhartia conditi* (NUTTALL) - DAVIES & PINFOLD (1937): 47-48; pl. 5, fig. 24;

= *Lockhartia conditi* (NUTTALL) - SMOUTH (1954): 55; pl. 5, figs. 16-19.

Lockhartia conica SMOUTH, 1954

= *Lockhartia conica* n. sp. - SMOUTH: 53; pl. 4, figs. 1-3.



WEISS, W.: Maastrichtian to Eocene foraminiferal assemblages of Pakistan — Plate 9

Plate 9 Rakhi Nala section, Sulaiman Range. Larger foraminifers.

Fig. 1 *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER, *Orbitoides* aff. *media* (D'ARCHIAC) and others. - SmR-15/S 1421; about 8 x; Early Maastrichtian.

Fig. 2 ?*Rotalia* cf. *trochidiformis* (LAMARCK). - SmR-15a/S 1421; about 46 x; Early Maastrichtian.

Fig. 3 *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) and others. - SmR-15a/S 1421; about 20 x; Early Maastrichtian.

Fig. 4 Large miliolids, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) (left) and others. - SmR-15a/S 1421; about 23 x; Early Maastrichtian.

Fig. 5 Quadrilocular nucleoconch (= protoconch, deuteroconch, two auxiliary chambers) surrounded by a thick wall and several epi-auxiliary chambers of *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER. - SmR-15a/S 1421; about 46 x; Early Maastrichtian.

Fig. 6 *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK) showing close affinities to juvenile specimens of *Orbitoides tissoti* SCHLUMBERGER. - SmR-15a/S 1421; about 46 x; Early Maastrichtian.

Lockhartia haimei (DAVIES, 1927)

= *Dictyoconoides haimei* n. sp. - DAVIES: 280-281; pl. 21, figs. 13-15;

= *Lockhartia haimei* (DAVIES) - DAVIES (1932): 407; pl. 2, figs. 4-6;

= *Lockhartia haimei* (DAVIES) - DAVIES & PINFOLD (1937): 45-46; pl. 7, figs. 9-13, 15;

= *Lockhartia haimei* (DAVIES) - SMOUTH (1954): 49-50; pl. 2, figs. 1-14.

Lockhartia hunti OVEY, 1947

= *Lockhartia hunti* n. sp. - OVEY: 573; pl. 10, figs. 1-6; pl. 11, fig. 1;

= *Lockhartia hunti* OVEY - SMOUTH (1954): 54; pl. 4, fig. 7.

Lockhartia hunti pustulosa SMOUTH, 1954

= *Lockhartia hunti* var. *pustulosa* n. subsp. - SMOUTH: 54-55; pl. 4, figs. 8-10.

Lockhartia tipperi (DAVIES, 1926)

= *Conulites tipperi* n. sp. - DAVIES: 247-248; pl. 18, fig. 8;

= *Lockhartia tipperi* (DAVIES) - DAVIES (1932): 407;

= *Lockhartia tipperi* (DAVIES) - DAVIES in DAVIES & PINFOLD (1937): 48-49; pl. 6, figs. 14-16; pl. 7, fig. 17;

= *Lockhartia tipperi* (DAVIES) - SMOUTH (1954): 55; pl. 4, figs. 11-13.

Miscellanea miscella (D'ARCHIAC & HAIME, 1854)

= *Nummulites miscella* n. sp. - D'ARCHIAC & HAIME: 345; pl. 35, figs. 4a-c;

= *Siderolites stampei* n. sp. - DAVIES (1927): 278; pl. 21, figs. 1-8;

= *Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME) - PFENDER (1935): 231-235, figs. 1-4; pl. 11, figs. 6-7; pl. 13, figs. 2-4;

= *Miscellanea miscella* (D'ARCHIAC & HAIME) - DAVIES & PINFOLD (1937): 43-45; pl. 6, figs. 1-3, 5, 7-8.

Nummulites atacicus LEYMERIE, 1846

= *Nummulites atacica* n. sp. - LEYMERIE (1846): 358; pl. 13, figs. 13a-e;

= *Nummulites atacicus* LEYMERIE - H. DOUVILLÉ (1919): 38, fig. 2; pl. 3, figs. 3-6 (B generation);

= *Nummulites subatacicus* n. sp. - H. DOUVILLÉ (1919): 41, fig. 3; pl. 3, figs. 7-8 (A generation);

= *Nummulites atacicus* LEYMERIE - SCHAUB (1981): 119-120; pl. 25, figs. 1-51; tab. 14i.

Nummulites crasseornata (HENRICI, 1934)

= *Camerina crasseornata* n. sp. - HENRICI: 32, 52; pl. 2, figs. 2-5, 12; text-fig. 15.

Nummulites fossulata DE CIZANCOURT, 1946

= *Nummulites fossulata* n. sp. - DE CIZANCOURT: 644, 648, 654; pl. 10, figs. 6-8; text-fig. 1.

Nummulites globulus LEYMERIE, 1846

= *Nummulites globulus* n. sp. - LEYMERIE (1846): 359; pl. 13, figs. 14a-d;

= *Nummulites globulus* LEYMERIE - SCHAUB (1981): 137-138; pl. 40, figs. 1-80; tab. 1f.

Nummulites vanderstoki RUTTEN & VERMUNT, 1932

= *Nummulites vanderstoki* n. sp. - RUTTEN & VERMUNT: 240; pl. 1, fig. 8a-b; pl. 2, figs. 6, 12.

Operculina aspensis COLOM, 1954

= *Operculina aspensis* n. sp. - COLOM: 183; pl. 10, figs. 6-8.

= *Operculina aspensis* COLOM - HOTTINGER (1977): 95; fig. 37o-v.

Operculina canalifera D'ARCHIAC & HAIME, 1853

= *Operculina canalifera* D'ARCHIAC & HAIME - NUTTALL (1926): 117; pl. 11, figs. 1-2.

Operculina patalaensis DAVIES, 1937

= *Operculina patalaensis* n. sp. - DAVIES in DAVIES & PINFOLD (1937): 38-39; pl. 5, figs. 6, 17, 19, 26 (B generation).

= *Operculina jiwani* n. sp. - DAVIES in DAVIES & PINFOLD (1937): 39-40; pl. 5, figs. 11-14, 16 (A generation).

Operculina salsa DAVIES, 1937

= *Operculina salsa* n. sp. - DAVIES in DAVIES & PINFOLD (1937): 37; pl. 5, figs. 1, 3, 7, 10, 15 (B generation);

= *Operculina subsalsa* n. sp. - DAVIES in DAVIES & PINFOLD (1937): 37; pl. 5, figs. 2, 4, 8-9 (A generation).

Orbitolites complanatus LAMARCK, 1801

= *Orbitolites complanatus* n. sp. - LAMARCK: 376;

= *Orbitolites complanata* LAMARCK - NUTTALL (1925): 447;

= *Orbitolites complanata* LAMARCK - DAVIES (1937): 66.

Ranikothalia sp.

Under this genus specimens were united which were either close to *Operculina sindensis* DAVIES, 1927, and *Operculina bermudezi* PALMER, 1934, which are regarded as *Ranikothalia sindensis* (DAVIES), or close to *Nummulites nuttali* DAVIES, 1927, which is regarded as *Ranikothalia nuttalli* (DAVIES) (compare HOTTINGER 1977: 50-52, BUTT 1987, 1991).

Rotalia trochidiformis (LAMARCK, 1804)

= *Rotalites trochidiformis* n. sp. - LAMARCK: 183-185;

= *Dictyoconoides newboldi* (D'ARCHIAC & HAIME, 1854) - DAVIES (1927): 279; pl. 22, figs. 1-4;

= *Rotalia trochidiformis* (LAMARCK) - SMOUTH (1954): 43-45; pl. 1, figs. 1-6.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	253–261	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Bemerkenswerte Wuchsformen der Foraminifere *Gypsina linearis* (HANZAWA, 1945) aus der Karbonatrampe des Eisenrichtersteins bei Hallthurm (Ober-Eozän, Bayern, Nördliche Kalkalpen)

Von

ROBERT DARGA*)

Mit 3 Abbildungen und 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Es werden die ungewöhnlichen Wuchsformen der erstmals mit isolierten Gehäusen vorliegenden acervuliniden Foraminifere *Gypsina linearis* (HANZAWA) beschrieben und deren Entstehung interpretiert. Die extrem variable Morphologie von *G. linearis* wird als Anpassung an verschiedene Faziesbereiche erklärt. Der für kalkige Ablagerungsbereiche außergewöhnlich gute Erhaltungszustand der von *G. linearis* umwachsenen Pflanzenreste geht auf ein infolge der Umkrustung durch die Foraminifere deutlich erhöhtes Erhaltungspotential zurück.

ABSTRACT

For the first time the different growthforms of the acervulinid foraminifer *Gypsina linearis* (HANZAWA) are described and interpreted from isolated specimens. According to this, *G. linearis* is highly variable and adaptive to different environments. Plant remains encrusted by *G. linearis* in calcareous depositional environments show excellent preservation in contrast to not encrusted plant remains. This phenomenon is due to an increased preservation potential induced by encrustation of the plant remains by *G. linearis.*

1. EINLEITUNG

Die Foraminifere *Gypsina linearis* wurde von HANZAWA erstmals aus Dünnschliffen beschrieben (HANZAWA 1945) und konnte auch in der Folgezeit nur in Dünnschliffen angetroffen werden (v. a. HANZAWA 1957, 1959; HAGN & WELLNHOFER 1967). Während der Bearbeitung des Eisenrichtersteins bei Hallthurm (DARGA 1992) ließ sich erstmals ein isoliertes Gehäuse von *G. linearis* gewinnen. Durch gezielte Probennahme konnten weitere isolierte Gehäuse geborgen werden. Die Beobachtungen an diesem Material erhärten die Vermutung, daß die zentralen Hohlräume bei Gehäusen von *G. linearis*, wie sie häufig in Dünnschliffen von kalkalpinen Gesteinen des Eozäns angetroffen werden, auf die frühere Umkrustung von Pflanzenresten durch die Foraminifere zurückzuführen sind. Die Wuchsformen der Gehäuse geben Anlaß zu verschiedenen taxonomischen und palökologischen Überlegungen.

Das Belegmaterial ist in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter den Inventar-Nummern Prot 6139-6157 und G 5229-G 5237 hinterlegt.

*) Dr. ROBERT DARGA, Bozener Straße 21, D-83024 Rosenheim

DANK

Herrn Prof. Dr. K. F. WEIDICH † danke ich für die Ermunterung, diese Arbeit zu verfassen, und für die Organisation der präparativen Arbeiten. Herrn G. FUCHS verdanke ich die erstklassigen Dünnschliffe für die vorliegende Arbeit. Herr F. HÖCK fertigte in gewohnt meisterlicher Art die Fotografien an. Für die Informationen zu den Pflanzenresten bin ich Herrn Prof. Dr. W. JUNG sehr zu Dank verpflichtet. Herrn Dr. W. WERNER gebührt Dank für seine konstruktive Kritik.

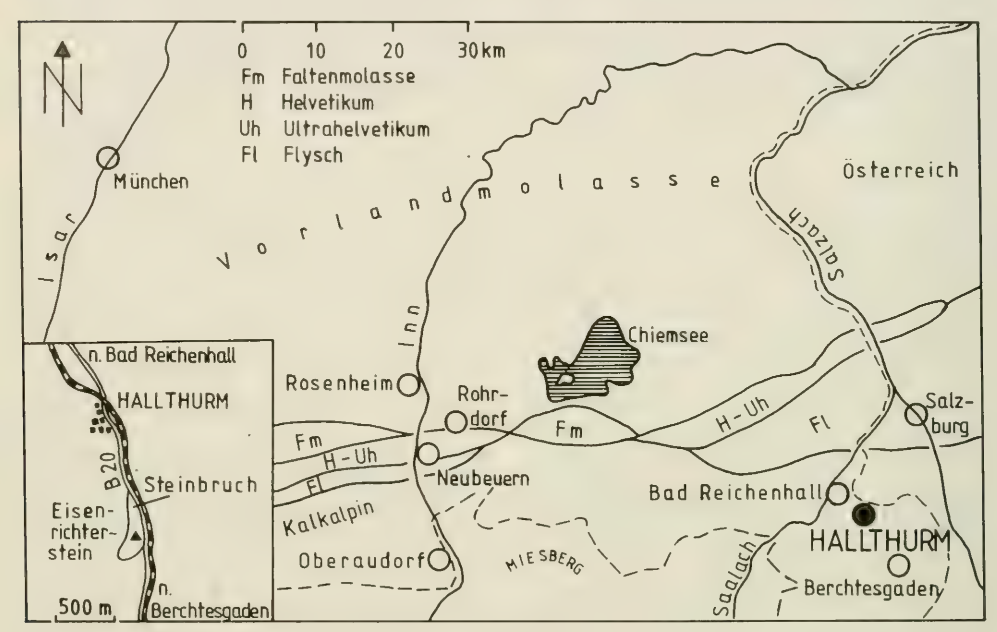


Abb. 1: Tektonische und geographische Übersicht des Alpennordrandes und seines Vorlandes mit der Lage des Eisenrichtersteins bei Hallthurm. Verändert nach HAGN & MOUSSAVIAN (1980) und TK 50 L 8344 Berchtesgaden.

2.1 VORKOMMEN

Die isolierten *Gypsina*-Gehäuse stammen aus einer Mergelfuge des aufgelassenen Steinbruchs am Eisenrichterstein bei Hallthurm an der Bundesstraße 20 zwischen Bad Reichenhall und Berchtesgaden (Abb. 1), in unmittelbarer Nähe zur Typlokalität von *Haddonia heissigi* HAGN (HAGN 1968: Abb. 2; vgl. Abb. 2). Die Mergelfugen sind Riffschuttkalken zwischengeschaltet und werden in dem insgesamt als Karbonatrampe gedeuteten Komplex des Eisenrichtersteins als beckennahe Bildungen aufgefaßt (DARGA 1990, 1992). Außer dem Vorkommen in der Mergelfuge sind Gehäuse von *G. linearis* fast in allen Fazies der Eisenrichterstein-Karbonatrampe im Dünnschliff nachweisbar. Sie fehlen nur in den fast rein mikritischen Faziesbereichen und in der Strandkonglomeratfazies. Dabei ist auffallend, daß *G. linearis* in den dominierenden Verwachsungsgemeinschaften der Riff- und Riffschuttbereiche des Eisenrichtersteins zusammen mit Vertretern der Cnidarier, Foraminiferen und Corallinaceen nur in Form dünner Gehäusekrusten koexistierte, während in den ehemals sandigen Ablagerungsbereichen des Eisenrichtersteins bis zu 20 mm große Gehäuse unter Ausschluß der oben genannten Verwachsungspartner auftreten.

Das nächste bekannte autochthone Vorkommen von *G. linearis* (HANZAWA) befindet sich an der Nordseite des Miesbergs am Walchsee/Tirol (LINDENBERG & MARTINI 1981: 143) auf kalkalpinem Untergrund. Alter sowie Litho- und v. a. Biofazies der dort anstehenden Kalksandsteine sind mit jenen vom Eisenrichterstein vergleichbar. Ein weiteres autochthones Vorkommen stellen die eozänen, primär aus Rotalgen bestehenden Sedimente des Helvetikums von Neubeuern am Inn und Rohrdorf dar (z. B. HAGN 1973). Gelegentlich läßt sich *G. linearis* auch in Geröllen in der Molasse (HAGN 1989, HAGN & MOUSSAVIAN 1980) und in Geschieben des Quartärs (HAGN & WELLNHOFER 1967: 261 ff.) nachweisen.

2.2 BESCHREIBUNG DER *GYPSINA*-GEHÄUSE

Es liegen neunzehn isolierte, z. T. fragmentarische Gehäuse vor. Elf davon weisen eine zylindrisch bis spindelförmig gelängte Form auf, acht eine eher knollig-gedrungene bis fladenförmige Form. Die uneinheitliche äußere Form und die hellgrau bis beige Färbung der Gehäuse, die beide weit mehr an Algenaggregate als an Foraminiferengehäuse erinnern, erschweren die Identifizierung als *Gypsina*-Gehäuse. Um eine Verwechslung z. B. mit Seeigelstacheln (vgl. Taf. 1, Fig. 2 a)

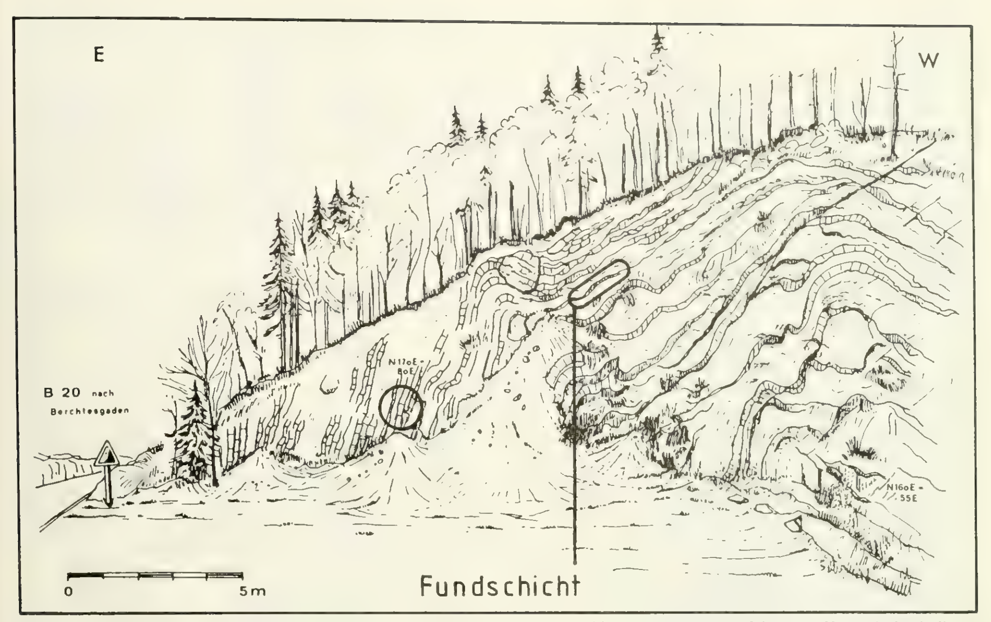


Abb. 2: Aufschlußskizze des aufgelassenen Steinbruchs am Eisenrichterstein bei Hallthurm mit Hinweis auf die Mergelfuge mit den isolierten Gehäusen von *Gypsina linearis* (HANZAWA). Der Kreis markiert die Typlokalität von *Haddonia heissigi* HAGN. Leicht verändert nach der von HERM angefertigten Zeichnung in HAGN (1968: 7, Abb. 2). Der Aufschluß ist derzeit stärker verwachsen.

oder Rotalgenklumpen auszuschließen, muß die Oberfläche der Stücke entweder angeätzt oder angeschliffen werden. Nur so kann die typische zellige Struktur von *G. linearis* im Auflicht erkannt werden, ohne gleich einen Dünnschliff anfertigen zu müssen.

Die größten bisher in Dünnschliffen nachgewiesenen und in der Literatur angegebenen Gehäuse von *G. linearis* erreichen im Findlingsblock von Pfaffing 10 mm (HAGN & WELLNHOFER 1967: 221) und am Eisenrichterstein 15 mm (l. c.: 227) bzw. 20 mm (DARGA 1992: 60). Bedingt durch die hohe Funddichte von *G. linearis* im Foraminiferensandstein des Eisenrichtersteins traten erstmals auch seltene Schnittlagen, z. B. der tangentiale Schnitt durch das perforierte Kammerdach auf (Taf. 2, Fig. 4).

Der Fund isolierter Gehäuse von *G. linearis* gestattet es erstmals, die Wuchsformen dieser Foraminifere dreidimensional zu erfassen. Das größte unversehrt vorliegende Individuum der zylindrischen Gruppe aus der Mergelfuge besitzt eine Länge von 29 mm und eine größte Dicke von 9 mm. Das kleinste fragmentarisch vorliegende Gehäuse erreicht eine Länge von 13 mm und eine maximale Dicke von 4 mm. In der gewaschenen Probe konnten aber auch Bruchstücke kleinerer zylindrischer Individuen mit einer Länge von 5 mm und einer Dicke um 2 mm beobachtet werden. Noch kleinere Reste konnten nicht nachgewiesen werden. Dies mag zum einen an der oben angedeuteten schlechten Erkennbarkeit der *Gypsina*-Gehäuse liegen. Zum anderen könnte hierfür aber auch Frachtsonderung während eines größeren Sturmereignisses vermutet werden, das für die Entstehung der Fundschicht verantwortlich gemacht wird (DARGA 1992: 30).

Die Oberfläche der zylindrischen Gehäuse ist mehr oder minder glatt und trägt nur kleinere, unauffällige Aufbeulungen und Verdickungen. Gelegentlich sind an den Gehäuseenden die Endabschnitte der Hohlraumverfüllung zu erkennen, die entweder aus Sediment oder aus Organismenhartteilen (Korallen, Pflanzen) besteht. Der Durchmesser des zentralen Hohlraumes liegt bei den sedimentverfüllten Achsen zwischen 1,0 mm und 3,0 mm, bei den Hartteilachsen bis 4,5 mm. Meist sind die Öffnungen des Achsenraumes infolge Kompaktion verquetscht und nur undeutlich zu erkennen. Unter dem Mikroskop jedoch lassen sich die Lage und Ausbildung der verquetschten Öffnungen anhand der Gehäusestrukturen sowie der eingeschlossenen Sedimentverfüllungen oder enthaltenen organischen Reste noch nachvollziehen. Von fünf Exemplaren der zylindrischen Gehäuse wurden längs und quer zur Achse Dünnschliffe angefertigt. Diese zeigen, daß die Gehäuse in ihrer gesamten Länge von einem kalkarenitischen Sedimentkern verfüllt bzw. von den Organismenresten durchzogen sind.

In diesem Zusammenhang sind die pflanzlichen Reste von Interesse. Wenn nicht gerade ein Korallenrest den Kern bildet, findet man im Kontaktbereich zwischen Sedimentkern und Gehäuseinnenwand fast immer Spuren von organischem Material. Es handelt sich hierbei um eine bräunlich-orange gefärbte, selten kohlige Substanz. Sie kann zwanglos mit dem „fraglichen Organismus" bei HAGN & WELLNHOFER (1967: 237) in Verbindung gebracht werden. Oftmals lassen sich ganze strukturbietende Zellverbände aus der erwähnten bräunlich-orangefarbenen Substanz nachweisen, die sicherlich von Pflanzen stammen. Bezeichnenderweise stecken diese Zellverbände

immer im Inneren von *Gypsina*-Gehäusen, vergleichbar den Schliff-Nachweisen aus Lagunen- und Foraminiferensandstein des Eisenrichtersteins, aber auch vom Miesberg/Tirol und vom Pfaffinger Findlingsblock (HAGN & WELLNHOFER 1967). Allen diesen Nachweisen ist gemeinsam, daß die *Gypsina*-Gehäuse entweder kreisrund oder in unterschiedlichem Ausmaße oval geschnitten sind. Kennzeichnend ist jedoch vor allem die zentrale Höhlung, die die Pflanzenreste birgt (vgl. Taf. 2, Fig. 1). Nicht selten zeigen Dünnschliffe von Kalkareniten des Eisenrichtersteins Schnittlagen von *G. linearis*, die offensichtlich parallel der Achse der zentralen Höhlung liegen und somit den Eindruck zweier parallel liegender *Gypsina*-Gehäuse erwecken (Taf. 2, Fig. 2). Für die strukturbietende Erhaltung der pflanzlichen Reste war also offensichtlich die allseitige Umwachsung durch Gehäuse von *G. linearis* ausschlaggebend. Die gerade in den Kalkareniten nicht selten auftretenden, der äußeren Form nach ehemals holzigen Pflanzenreste liegen bei fehlender Umkrustung in nicht strukturbietender, inkohlter, mulmiger Erhaltung vor. Das Erhaltungspotential von Pflanzenresten in kalkigem Milieu scheint somit durch die Umkrustung durch *G. linearis* deutlich erhöht worden zu sein.

So überrascht es nicht, daß im Foraminiferensandstein des Eisenrichtersteins ein 65 mm langer und 3 mm dicker, deutlich gegliederter Gymnospermenrest nebst weiteren, kleineren Bruchstücken gleicher Qualität geborgen werden konnte. Dieser Pflanzenrest war, wie makroskopisch und im Dünnschliff zu erkennen ist, von *G. linearis* umwachsen. Die Erhaltung dieses Pflanzenrests ist derart gut, daß die Zellverbände der Stengelwand und vermutliche Leitgefäße im Stengelinneren überliefert sind. Die vorläufigen Untersuchungen weisen ihn als vermutlich den Cupressaceen zugehörig aus. Trotz des noch nicht erfolgten eingehenden Vergleichs zwischen den in den Dünnschliffen angetroffenen Pflanzenresten und dem o. g. Pflanzenrest läßt sich dennoch schon eine bemerkenswerte Übereinstimmung der Stengeldicke des oben beschriebenen Pflanzenrests und des Querschnitts der zentralen Höhlung der zylindrischen *Gypsina*-Gehäuse erkennen. Im übrigen decken sich die Merkmale mit denen des „fraglichen Organismus" bei HAGN & WELLNHOFER (1967: 237) und den „Würzelchen" bei SELMEIER (1982). Man kann generell davon ausgehen, daß die zylindrische Form der *G. linearis*-Gehäuse durch die Umwachsung von Pflanzenstengeln entstanden sind. Es ist zu erwarten, daß bei gezielter Suche weiteres, durch Umkrustung von *G. linearis* ebenso gut erhaltenes Material vom Eisenrichterstein einen Einblick in die Pflanzenwelt des Eozäns der Nördlichen Kalkalpen erlauben wird. Bisher konnten vom Eisenrichterstein auf diese Weise fragliche Taxodiaceen-Reste bekannt gemacht werden (DARGA 1990: Taf. 5, Fig. 5; 1992: Taf. 3, Fig. 4,5). Der Verdacht, daß die von *Gypsina*-Gehäusen umwachsenen Pflanzenreste des Pfaffinger Findlings Mangrove-Wurzeln sind, konnte nicht bestätigt werden (SELMEIER 1982).

Die bis 28 mm großen, knollig-gedrungenen bis fladenförmigen Gehäuse von *Gypsina linearis* haben eine unruhig buckelige Oberfläche, was bis zur Bildung von wurzelartigen Ausläufern führen kann (Taf. 1, Fig. 1 a). Insgesamt ergibt sich so eine hohe Variabilität der Wuchsform (vgl. Taf. 1, Fig. 1a bis 1d, 2 b-2 p). Auf die Anfertigung von Dünnschliffen von den knollig-gedrungenen bis fladenförmigen Gehäusen von *G. linearis* wurde vorerst verzichtet, da sich bei Anschliff keinerlei Hinweise auf interne Fremdstrukturen wie die axialen Kerne der zylindrischen Gehäuse ergaben. Es handelt sich hierbei um Verwachsungsgemeinschaften mit Rotalgen, wie sie in den Riff- und Riffschuttkalken der autochthonen Vorkommen von *G. linearis* bekannt sind. Das Besondere daran ist jedoch, daß diese Verwachsungen bereits primär locker auf dem Substrat lagen, also nicht von einem Substrat losgelöst werden mußten, und daß die Gehäuse von *G. linearis* innerhalb der Verwachsungsgemeinschaft über die sonst vorherrschenden Rotalgen dominieren.

An dieser Stelle sei angemerkt, daß die Gattung *Gypsina* von MOUSSAVIAN (1989: 77-81) wieder zu *Acervulina* gestellt wird. PERRIN & PLAZIAT (1987) und PERRIN (1987) ordnen die bis dahin als der Rotalgenfamilie Solenoporaceae zugehörig angesehene Gattung *Solenomeris* ebenfalls der Foraminiferenfamilie Acervulinidae zu. Damit würden die Acervulinidae seit der oberen Kreide als Riffstabilisatoren und -binder in Erscheinung treten (HÖFLING & MOUSSAVIAN 1990: 227-228; MOUSSAVIAN (im Druck) fide DULLO, MOUSSAVIAN & BRACHERT 1990: 268; MOUSSAVIAN 1992: 139 f.). Im Unter-Eozän baute *Solenomeris* sogar mehrere Kilometer weit aushaltende Riffe auf (PERRIN 1992; PLAZIAT & PERRIN 1992; EICHENSEER & LUTERBACHER 1992: 130).

Tafel 1 *Gypsina linearis* (HANZAWA). - Unterpriabon, Eisenrichterstein bei Hallthurm.

Fig. 1a-1d Extreme Wuchsformen von *Gypsina linearis*. - 1a mit wurzelartigen Ausläufern. 1b-1d spindelförmig-zylindrische Exemplare. Maßstab 1 cm. a: Prot 6139; b: Prot 6140; c: Prot 6141; d: Prot 6142.

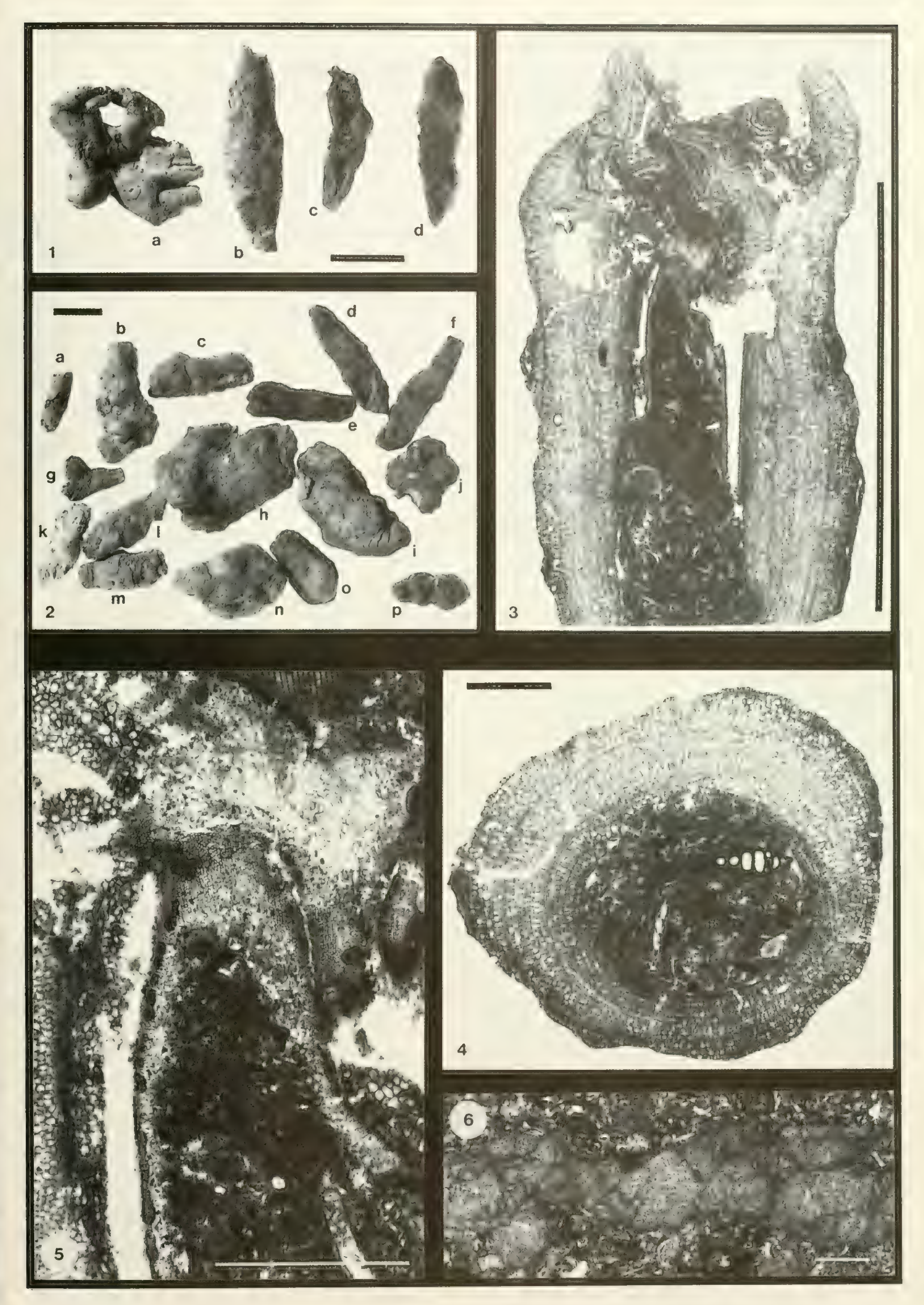
Fig. 2b-2p Überblick über die Variabilität der Wuchsformen von *Gypsina linearis*. - Fig 2 a ist ein Bruchstück eines Seeigelstachels, der *G. linearis* täuschend ähnlich ist. Die Gehäuse Fig. 2c-2f und 2m wurden zu Dünnschliffen verarbeitet. Maßstab 1 cm. b: Prot 6157; c: Prot 6143; d: Prot 6144; e: Prot 6145; f: Prot 6146; g: Prot 6147; h: Prot 6148; i: Prot 6149; j: Prot 6150; k: Prot 6151; l: Prot 6152; m: Prot 6153; n: Prot 6154; o: Prot 6155; p: Prot 6156.

Fig. 3 Orientierter Längsschliff durch das in Fig. 2m abgebildete, zylindrische Gehäuse von *Gypsina linearis* (Prot 6153). Im oberen Teil der Hohlraumfüllung befindet sich ein strukturbietender Pflanzenrest (vgl. Fig. 5). Maßstab 1 cm.

Fig. 4 Orientierter Querschliff des in Fig. 2m abgebildeten, zylindrischen Gehäuses von *Gypsina linearis* (Prot 6153). Dieser Teil der Röhre ist mit Sediment verfüllt. Maßstab 1 mm.

Fig. 5 Ausschnitt aus Fig. 3, oberer Teil (Prot 6153). Zwischen der Sedimentfüllung der Röhre und dem *Gypsina*-Gehäuse hat sich ein strukturbietender Pflanzenrest erhalten. Maßstab 1 mm.

Fig. 6 Schnitt durch ein Gehäuse von *Gypsina linearis* im Foraminiferensandstein des Eisenrichtersteins bei Hallthurm. Das unruhigwolkige Schnittbild rührt von unsteten Wachstumsbedingungen (vermutlich häufige Umlagerung) her; G 5229. Maßstab 1 mm.


1
a
b
c
d
2
a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
m
n
o
p
3
4
5
6

2.3 FAZIESABHÄNGIGKEIT DER WUCHSFORMEN

Am häufigsten tritt *Gypsina linearis* am Eisenrichterstein bei Hallthurm und im Helvetikum von Neubeuern am Inn und Rohrdorf in Verwachsungsgemeinschaften auf. Hierbei waren die Umweltbedingungen für Rotalgen und Foraminiferen offenbar gleichermaßen günstig, was durch eine lebhafte Wechselfolge der Krusten angezeigt wird, wobei jedoch die Algenkrusten stets dominieren. Auch die primäre Besiedlung der Substratflächen scheint fast immer durch Rotalgen erfolgt zu sein. Bestes Beispiel hierfür sind die meist aus der Umkrustung von Lithoklasten hervorgegangenen Rhodolithe vom Kirchberg bei Neubeuern am Inn und die umkrusteten Korallenreste der Riff- und Riffschuttkalke des Eisenrichtersteins bei Hallthurm. Die Wuchsform von *G. linearis* ist in diesen Vorkommen substratbedingt flächig-fladenförmig. Die *Gypsina*-Krusten bestehen dabei immer nur aus einigen wenigen Kammerlagen, bevor sie von konkurrierenden Organismen ihrerseits überwachsen werden.

Die aus dem Lagunensandstein und dem Foraminiferensandstein des Eisenrichtersteins bekannten Schnittlagen von *G. linearis* zeigen bis auf wenige Reste von meist schon eingewachsenen bzw. umwachsenen Epöken (meist Wurmgehäuse) keine Verwachsungsgemeinschaften. Die Dicke der Krusten erreicht im allgemeinen 1 mm. Die kräftigsten, bis zu 3 mm dicken Krusten, bildete *G. linearis* jedoch bei den zylindrischen Gehäusen aus der Mergelfuge (vgl. Abb. 2).

Dies ist vermutlich eine direkte Folge besonders günstiger, vor allem ungestörter Lebensbedingungen für *Gypsina linearis*. So erreichten alle fünf im Dünnschliff untersuchten zylindrischen Gehäuse das senile, durch deutlich größeres Kammer-

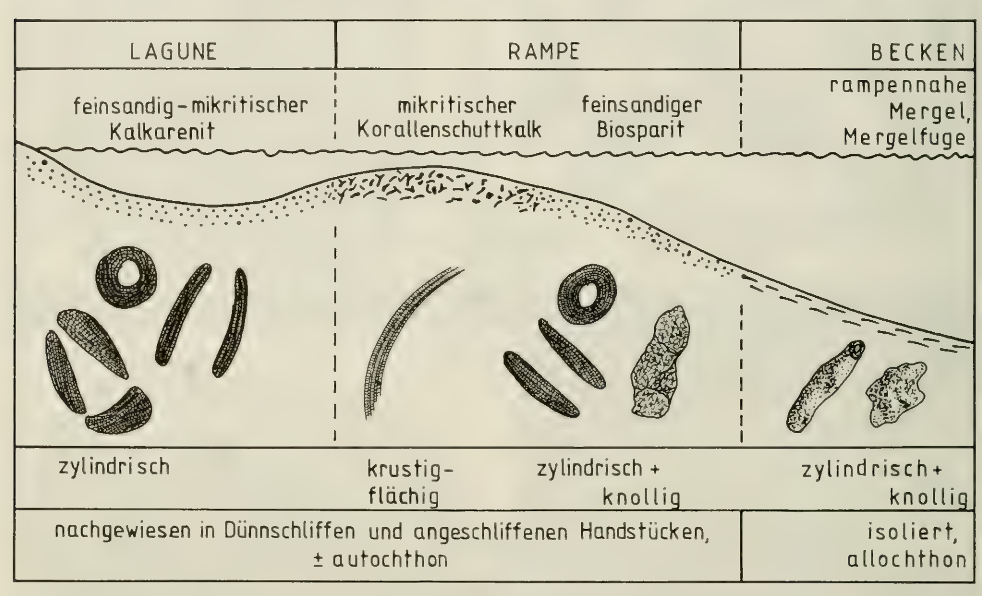


Abb. 3: Stark vereinfachtes Ablagerungsschema der Karbonatrampe des Eisenrichtersteins bei Hallthurm (nach DARGA 1990, 1992) mit in den verschiedenen Faziesbereichen auftretenden Schnittbildern bzw. Wuchsformen von *Gypsina linearis* (HANZAWA). Es sind nur die hier wichtigen Fazies berücksichtigt. Ohne Maßstab.

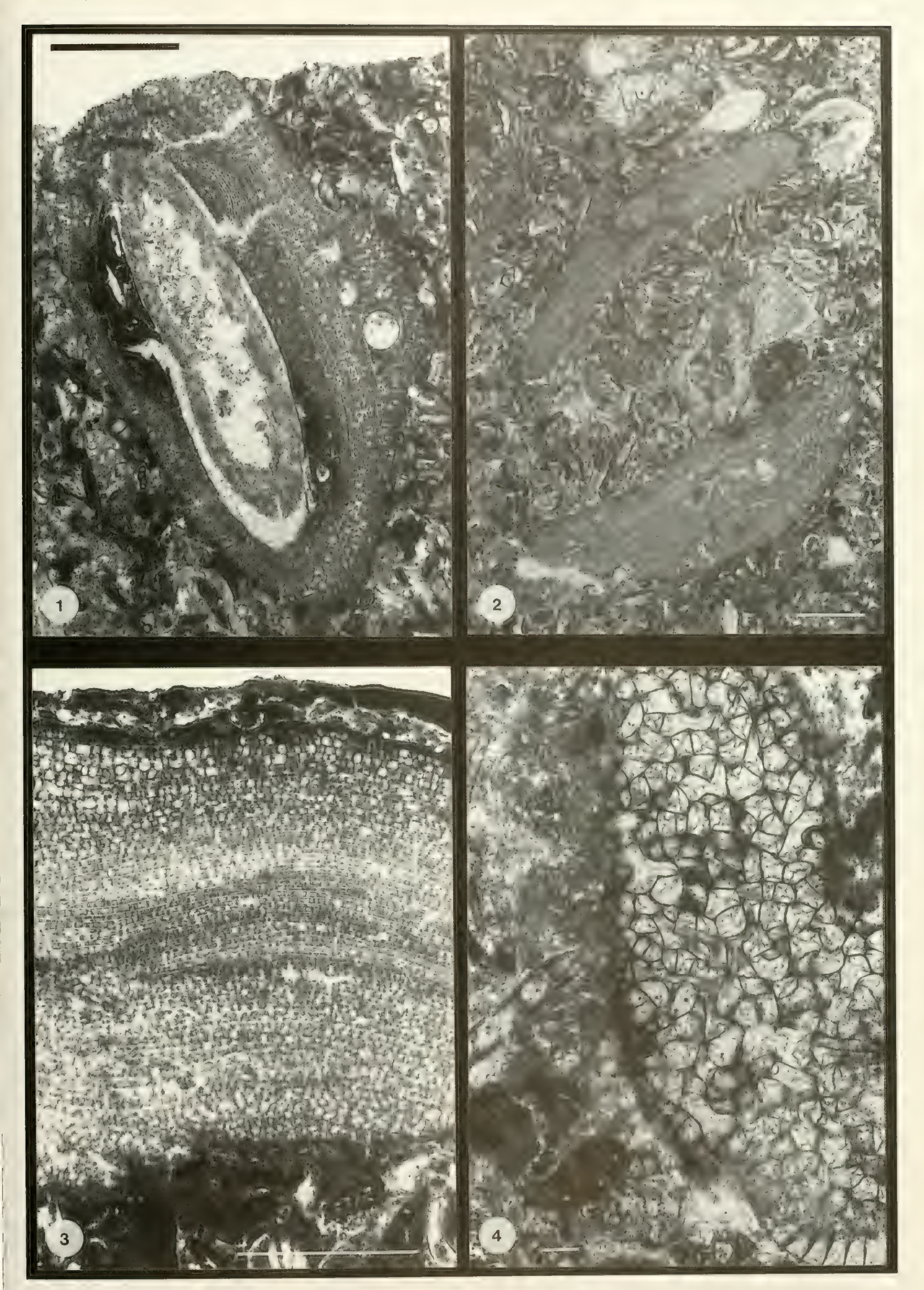
Tafel 2 *Gypsina linearis* (HANZAWA). - Unterpriabon, Eisenrichterstein bei Hallthurm

Fig. 1 Schrägschnitt durch ein zylindrisches Gehäuse von *Gypsina linearis* im Foraminiferensandstein, das einen vermutlich stengeligen Pflanzenrest umkrustet. Das Gehäuse zeigt rechts oben eine Generationsfolge der Kammerlagen. Rechts außen ist die Umwachsung eines kalkschaligen Organismus zu beobachten. Links oben und rechts unten, direkt dem Pflanzengewebe aufsitzend, sind miliolide Foraminiferengehäuse mit extrem dicker Gehäusewand zu erkennen; G 5230. Maßstab 1 mm.

Fig. 2 Zwei leicht gebogene Schnitte durch ein Gehäuse von *Gypsina linearis*. Die Lage und Form der Schnitte läßt darauf schließen, daß der Schnitt durch ein einziges, zylindrisches Gehäuse mit sedimentverfülltem axialem Zentralraum verläuft. Zwischen den *Gypsina*-Schnitten rechts ein Gehäuse von *Chapmanina gassinensis* (SILVESTRI), in der Mitte ein Crustaceen-Rest; G 5232. Maßstab 1 mm.

Fig. 3 Schnitt durch die Wand des auf Taf. 1, Fig. 2 c abgebideten, zylindrischen Gehäuses von *Gypsina linearis*. - (Prot 6143). Unten: Sedimentfüllung der zentralen Höhlung. Darüber Abfolge der Altersstadien: unten jung, oben alt. Die äußerste Gehäuseschicht zeichnet sich durch Größenzunahme der Kammerlumina aus. Ganz oben anhaftendes Sediment auf der Gehäuseaußenseite. Maßstab 1 mm.

Fig. 4 Die rechte Bildhälfte zeigt einen Tangentialschnitt durch ein Gehäuse von *Gypsina linearis* aus dem Foraminiferensandstein mit den von imperforierten Septen gebildeten, im Grundriß unregelmäßig vieleckigen Kammern. Der in der linken Bildhälfte von oben nach unten laufende dunkle Streifen stellt die tangential geschnittene Kammerdachlage dar. Die Perforation der Kammerdächer ist gut zu erkennen; G 5231. Maßstab 0,1 mm.



DARGA, R.: *Gypsina linearis* (HANZAWA)

Tafel 2

lumen gekennzeichnete Altersstadium (vgl. HAGN & WELLNHOFER 1967: 223; Taf. 7, Fig 1), wie es auf Taf. 1, Fig. 3, 4 und Taf. 2, Fig. 3 zu erkennen ist. Alle diese großen, zylindrischen Gehäuse zeigen die zentrale Höhlung, die auf Umwachsung von stengeligen, offensichtlich frei in den Wasserraum hineinragenden Organismen zurückgeht. Ein Erklärungsversuch dieser Wuchsform drängt sich geradezu auf.

Offensichtlich konnte *G. linearis* frei ins Wasser ragende, dünnstengelige Substrate besser besiedeln als Rotalgen, die alle sonstigen Objekte umkrusteten. Die Morphologie des Substrats alleine dürfte nicht ausschlaggebend gewesen sein, obwohl sie die mögliche Überwucherung durch Substratkonkurrenten auf die Nachbarschaft der beiden Enden der zylindrischen *Gypsina*-Gehäuse beschränkte. Hier lag der Körper der stengeligen Substratorganismen frei und hätte durch Substratkonkurrenten von *G. linearis* als Ausgangsposition zu deren Überwucherung dienen können. Da die zylindrischen Gehäuse von *G. linearis* eine derartige Verwachsungsgemeinschaft nicht zeigen, ist wohl noch eine zusätzliche, besondere Eigenschaft von *G. linearis* zu postulieren. Diese Eigenschaft hat es der Foraminifere ermöglicht, auf Objekten zu siedeln, die bei normalen Bedingungen für dominante Raum- und Substratkonkurrenten ungeeignet waren. Hierzu geben die oft zu beobachtenden, mit hellem Blockkalzit verfüllten Zwischenräume zwischen Gehäuseinnenwand und Pflanzenrest (Taf. 1, Fig. 3; Taf 2, Fig. 1) einen Hinweis: Während der äußere Bereich des Pflanzenrests noch vollkommen intakt ist, erscheint die Innenwand des *Gypsina*-Gehäuses im Kontakt zu der Kalzitfüllung oft angelöst, korrodiert und z. T. auch mikritisiert. Dieses könnte der indirekte Hinweis dafür sein, daß *G. linearis* auf Pflanzenteilen siedeln konnte, die mit einer evtl. aus Zersetzungsvorgängen resultierenden Schleimschicht (o. ä.) überzogen waren, die für Substratkonkurrenten abweisend war. Die Veränderung der Gehäuseinnenwand könnte somit durch am Pflanzenkörper fortschreitende Zersetzungsvorgänge einhergehende Änderungen des pH-Werts im Mikromilieu der zentralen Höhlung der *Gypsina*-Gehäuse verursacht sein. Das Substrat der meisten zylindrischen *Gypsina*-Gehäuse sind Landpflanzenreste, es war also zur Zeit der Besiedlung durch *G. linearis* schon totes Material. Daher scheidet die Möglichkeit einer Symbiose zwischen Foraminifere und Pflanze aus.

Für Rotalgen ungeeignetes Substrat besiedeln zu können stellte für *Gypsina linearis* einen deutlichen Vorteil dar. Große *Gypsina*-Gehäuse, die keine Pflanzenreste umkrusten, aber dennoch das adulte oder gar senile Altersstadium erreichen, findet man daher auch im Foraminiferensandstein des Eisenrichtersteins. Der Wettbewerbsvorteil gegenüber den anderen benthonischen Foraminferen im Foraminiferensandstein zeigt sich nicht zuletzt in der großen Zahl der *Gypsina*-Gehäuse, die hier angetroffen werden. Wegen des mobilen und vor allem feinkörnigen Substrats fehlen im Foraminiferensandstein größere, autochthone und ehemals lebensfähige Rotalgenreste weitgehend. Die Pflanzenreste, die in diesem Faziesbereich stellenweise nicht selten sind, stellten für Rotalgen keine Siedlungsgrundlage dar, obwohl *G. linearis* durch die Umkrustung der Pflanzenreste belegt, daß diese längere Zeit offenlagen. Ebenso schafften es frei auf dem Sandboden liegende *Gypsina*-Gehäuse relativ groß zu werden, wobei sie jedoch sicherlich mit häufiger Ortsveränderung durch Strömungen und Überschüttung mit Sand zu kämpfen hatten. Dieser Umstand zeichnet sich im Gehäuse durch stete Änderung der Wachstumsrichtung und -intensität ab. Solche Gehäuse fallen durch ein wolkiges, unruhiges Schnittbild auf (Taf. 1, Fig. 6). Vergleichbare Strukturen zeigt andeutungsweise auch der Schnitt durch eines der zylindrischen Gehäuse, was auf ein kurzes Weiterwachsen des Gehäuses nach seiner Umlagerung hinweist. In dieser Hinsicht sind die knollig-fladenförmigen und die wurzelförmigen Gehäuse von *G. linearis* als Bindeglieder zwischen *Gypsina*-Krusten und *Gypsina*-Zylindern zu betrachten. Damit ist anhand von *G. linearis* auch am Eisenrichterstein nachzuweisen, daß sich die Acervuliniden am besten dann entfalten konnten, wenn der Wettbewerb mit Substratkonkurrenten, aus welchen Gründen auch immer, abnahm (vgl. PERRIN 1992).

Der Fund der isolierten Gehäuse von *Gypsina linearis* aus der Mergelfuge des Eisenrichtersteins ist ein Glücksfall. Nur durch den Umstand, daß sie durch einen Sturm von ihrem Lebensbereich in das tiefere, beckennahe Wasser mit etwas tonigeren Ablagerungen eingespült worden sind, können sie heute als isolierte Gehäuse geborgen werden. Ihr ursprünglicher Bildungsort lag in den gut durchlichteten und durchströmten Karbonatsandbereichen der Karbonatrampe des späteren Eisenrichtersteins. Dies belegt die Sedimentfüllung der zentralen Höhlung der *Gypsina*-Gehäuse, die sich vom Gestein der Mergelfuge deutlich unterscheidet. In den Karbonatsanden autochthon eingebettete *Gypsina*-Gehäuse sind mit dem Sediment karbonatisch verbacken. Die Bildung zylinderförmiger Gehäuse durch *G. linearis* ist nicht auf die Eisenrichterstein-Karbonatrampe beschränkt, wie die Beobachtungen von vergleichbaren Wuchsformen aus Dünnschliffen vom Miesberg/Tirol und dem Findlingsblock von Pfaffing zeigen. Das priabone Flachmeer in den entstehenden Kalkalpen bot *G. linearis* offensichtlich mehrmals die Möglichkeit, diese bemerkenswerte Wuchsform auszubilden.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

DARGA, R. (1990): The Eisenrichterstein near Hallthurm, Bavaria: An Upper Eocene Carbonate Ramp (Northern Calcareous Alps). - Facies, **23**: 17-36, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 3-6; Erlangen.

DARGA, R. (1992): Geologie, Paläontologie und Palökologie der südostbayerischen unter-priabonen (Ober-Eozän) Riffkalkvorkommen des Eisenrichtersteins bei Hallthurm (Nördliche Kalkalpen) und des Kirchbergs bei Neubeuern (Helvetikum). - Münchner Geowiss. Abh., (A), **23**: 1-166, 6 Abb., 22 Taf.; München.

DULLO, W.-CHR., MOUSSAVIAN, E. & BRACHERT, T. C. (1990): The Foralgal Crust Facies of the Deeper Fore Reefs in the Red Sea: A Deep Diving Survey by Submersible. - Geobios, **23** (3): 261-281, 3 Abb., 4 Taf.; Lyon.

EICHENSEER, H. & LUTERBACHER, H. (1992): The Marine Paleogene of the Tremp Region (NE Spain) - Depositional Sequences, Facies History, Biostratigraphy and Controlling Factors. - Facies, **27**: 119-151, 23 Abb., 2 Tab., Taf. 28-30; Erlangen.

HAGN, H. (1968): *Haddonia heissigi* n. sp., ein bemerkenswerter Sandschaler (Foram.) aus dem Obereozän der Bayerischen Kalkalpen. - Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**: 3-50, 8 Abb., Taf. 1-3; München.

HAGN, H. (1973): Helvetikum-Zone. Das Helvetikum von Neubeuern am Inn (mit Beiträgen von E. MARTINI und W. OHMERT). - In: WOLFF, H., Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neubeuern, Geol. Kt. v. Bayern 1:25 000 (mit Beiträgen zahlreicher Autoren), 151-208, 348-352, Taf. 11-20, Abb. 18-19; München (Bayer. Geol. L.-A.).

HAGN, H. (1989): Über einige bedeutsame Kreide- und Alttertiärgerölle aus der Faltenmolasse des Allgäus. - Geologica Bavarica, **94**: 5-47, 1 Abb., 10 Taf.; München.

HAGN, H. & MOUSSAVIAN, E. (1980): Die Gosau- und Alttertiärgerölle des Westerbuchbergs (Unt. Eger, Subalpine Molasse, Chiemgau). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20**: 137-157, 2 Abb., Taf. 11-12; München.

HAGN, H. & WELLNHOFER, P. (1967): Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Mit einem Beitrag von A. SELMEIER. - Geologica Bavarica, **57**: 205-288, 5 Abb., Taf. 1-12; München.

HANZAWA, S. (1945): Note on an Eocene Foraminiferal Limestone from New Britain. - Jap. J. Geol. Geogr., **20**: 59-61, Taf. 14-15; Tokyo.

HANZAWA, S. (1957): Cenozoic Foraminifera of Micronesia. - Geol. Soc. Amer., Mem., **66**: 10 S. + S. 1-163, 12 Abb., 7 Tab., Taf. 1-41; New York.

HANZAWA, S. (1959): Occurrence of the Foraminiferal Species, *Acervulina linearis* HANZAWA from St. Batholomew I., French West Indies. - J. Paleont., **33**: 843-845, Taf. 117; Tulsa.

HÖFLING, R. & MOUSSAVIAN, E. (1990): Paleocene Acervulinid Foraminifera - Their Role as Encrusting, Rhodolith-Forming and Reef-Building Organisms. - Sediments 1990. 13th Int. Sediment. Congr. Nottingham, England, 26.-31.8.1990, 227-228; Nottingham.

LINDENBERG, H. G. & MARTINI, E. (1981): Exkursion C4: Miesberg. - In: HAGN, H. et al. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. Exkursionsführer zum 17. Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquium in Oberbayern September 1981. - Geologica Bavarica, **82**: 143-145; München.

MOUSSAVIAN, E. (1989): Über die systematische Stellung und die Bestimmungskriterien der Solenoporaceen (Rhodophyceae). - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **109**: 51-91, 6 Taf.; Frankfurt a. M.

MOUSSAVIAN, E. (im Druck): Überblick über die Taxonomie, Facies und Paläobiogeographie der kalkabscheidenden Rotalgen der Kreide und des Palaeogen der Ostalpen. - Münchner Geowiss. Abh., A; München.

MOUSSAVIAN, E. (1992): On Cretaceous Bioconstructions: Composition and Evolutionary Trends of Crust-Building Associations. - Facies, **26**: 117-144, 1 Abb., Taf. 23-30; Erlangen.

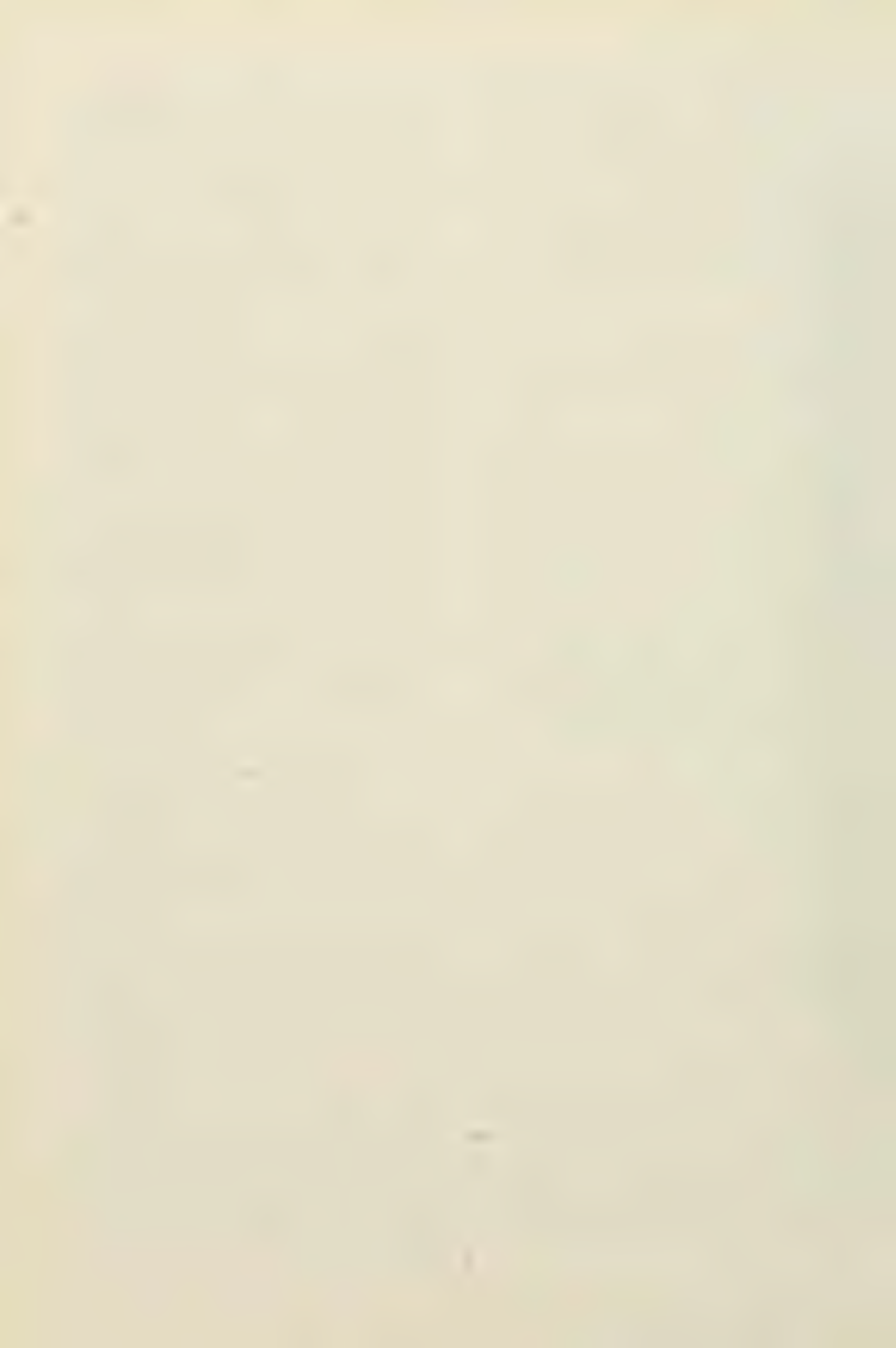
PERRIN, C. (1987): *Solenomeris*, un foraminifère Acervulinidae constructeur de récifs. - Rev. Micropaléontol., **30** (3): 197-206, 2 Abb., 3 Taf.; Paris.

PERRIN, C. (1992): Signification écologique des foraminifères acervulinidés et leur rôle dans la formation de faciès récifaux et organogènes depuis le Paléocène. - Geobios, **25** (6): 725-751, 15 Abb., 5 Taf.; Lyon.

PERRIN, C. & PLAZIAT, J. C. (1987): *Solenomeris*: Un foraminifère constructeur de récifs. - 8th Int. Assoc. Sediment. Regional Meeting Sediment., Abstracts, 404-405, 3 Abb.; Tunis.

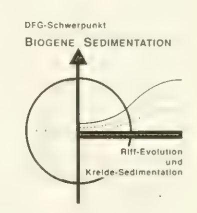
PLAZIAT, J.-C. & PERRIN, C. (1992): Multikilometer-sized reefs built by foraminifera (*Solenomeris*) from the early Eocene of the Pyrenean domain (S. France, N. Spain): Palaeoecologic relations with coral reefs. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **96**: 195-231, 31 Abb.; Amsterdam.

SELMEIER, A. (1982): Eine Besiedelung von „Würzelchen" durch die Foraminifere *Gypsina linearis* (HANZAWA) im kalkalpinen Priabon. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **56**: 43-48, Taf. 1; Frankfurt a. M.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	263–276	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Taxonomische Position und Palökologie von *Solenomeris* DOUVILLÉ, 1924 und ihre Beziehung zu *Acervulina* SCHULTZE, 1854 und *Gypsina* CARTER, 1877 (Acervulinidae, Foraminiferida)



Von

ESMAIL MOUSSAVIAN & RICHARD HÖFLING*)

Mit 1 Abbildung und 3 Tafeln

KURZFASSUNG

Systematik: Die seit der höchsten Oberkreide bekannten hyalin-perforierten Acervuliniden gehören aufgrund ihres Bauplans und ihrer Internstruktur zu den orbitoidalen Großforaminiferen. Die taxonomische Position der wichtigsten känozoisch-rezenten Taxa ist heute noch unklar bzw. umstritten. Die vorliegenden Untersuchungen führten zu folgenden Ergebnissen:

Die anhand rezenter Formen aufgestellten Gattungen *Acervulina* SCHULTZE, 1854 und *Gypsina* CARTER, 1877 sind kongenerisch. Ihre Typusarten *A. inhaerens* und *G. plana* weisen die gleichen gattungscharakteristischen Merkmale auf und sind darüberhinaus womöglich synonym. Entsprechend den internationalen Vereinbarungen kommt der Gattung *Acervulina* Priorität zu. Auch das Genus *Solenomeris* DOUVILLÉ, 1924 ist ein jüngeres Synonym von *Acervulina* und muß daher verworfen werden. Die aus dem mittleren Ilerd (unteres Ypres) aufgestellte Typusart *S. ogormani* zeigt klare strukturelle Übereinstimmung mit *Acervulina inhaerens/Gypsina plana*. Das hyaline und perforierte Gehäuse weist zwei durch unterschiedliche Kammeranordnung gekennzeichnete Stadien auf: Das Juvenilstadium ist gewunden und besteht aus einem zweikammerigen Embryonalapparat und in mehreren Zyklen angeordneten alternierenden Kammern. Die spätstadiellen Kammern können in konzentrischen bis horizontalen Lagen, in alternierender oder übereinanderfolgender Position und/ oder unregelmäßig angeordnet sein. Perforationen sind generell auf die Kammerdächer beschränkt, während Stolonen die benachbarten Kammern einer Lage miteinander verbinden.

Verbreitung und Stratigraphie: *Acervulina ogormani* war ebenso wie die jüngere paläogene Art *A. linearis* HANZAWA und die rezente Art *A. inhaerens* weltweit verbreitet. Ihre stratigraphische Reichweite scheint auf das Zeitintervall Thanet - unteres Lutet beschränkt zu sein.

Sediment- und Riffbildung: Alle oben genannten inkrustierenden *Acervulina*-Arten gelten aufgrund ihrer weltweiten und teilweise massenhaften Verbreitung als wichtige Karbonatproduzenten innerhalb der känozoischen und rezenten Plattformen. Sie treten am häufigsten in den krustenbildenden, meistens Rotalgen-dominanten Assoziationen auf, welche für die Bildung von Rindenkörnern (coated grains) sowie für die Konsolidierung der biogenen Gerüste der Riffgemeinschaften verantwortlich sind. Zur Bildung von ausgedehnten *Acervulina*-dominanten Biokonstruktionen war anscheinend nur *A. ogormani* imstande, die infolge besonderer geologischer und ökologischer Umstände im Ilerd der Pyrenäen ausgedehnte Riffgürtel errichten konnte.

Wachstumsstrategie und Steuerungsmechanismen: Die inkrustierenden Acervuliniden bilden vorwiegend krustige Gehäuse und können daher generell als *Planookkupanten* bezeichnet werden. Es handelt sich dabei um eine genetisch und ökologisch bedingte, auf Substratokkupation gerichtete Wachstumsstrategie, welche den lebenswichtigen Bedürfnissen der Art nach Lebensraum, Licht und Nahrung innerhalb einer normalmarinen Assoziation optimal Rechnung trägt. Als ökologische Steuerungsfaktoren gelten außer dem Environment vor allem competitive inter-/intraspezifische Wechselwirkung und Predation. Das vorherrschend massive, columnar-fingerförmige Wachstum, welches nur aus dem Ilerd der Pyrenäen bekannt ist, wurde in erster Linie durch den Meeresspiegelanstieg einerseits und durch reduzierte competitive Wechselwirkung sowie Predation andererseits begünstigt.

*) Dr. ESMAIL MOUSSAVIAN, Priv.-Doz. Dr. RICHARD HÖFLING, Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10/II, D-80333 München

ABSTRACT

Hyaline-perforate acervulinids are known since the Latest Cretaceous. In virtue of their morphology and internal structure they belong to the orbitoidal larger foraminifera. Until now the systematic position of the main Cainozoic-Recent taxa is controversial. The present study led to the following results:

Acervulina SCHULTZE, 1854 and *Gypsina* CARTER, 1877 are congeneric. The type species *A. inhaerens* and *G. plana* show the same genus-specific features. According to the „International Code of Zoological Nomenclature" the genus *Acervulina* has priority. *Solenomeris* DOUVILLÉ, 1924 is also synonymous to *Acervulina* like *Gypsina*. The type species *S. ogormani* from the Middle Ilerdian (Early Ypresian) reveals structural accordance with *Acervulina inhaerens / Gypsina plana*. The hyaline-perforate test is characterized by two stages with different chamber arrangements: the coiled juvenile stage, consisting of an embryonic apparatus with two chambers and followed by alternating chambers in several cycles; the chambers of the later stages can be arranged either in concentric or horizontal layers, in alternating or superimposed successions, and/or irregularly. Perforations generally are restricted to the chamber roofs; stolons are connecting neighbouring chambers of one layer.

Acervulina ogormani, as well as the younger Paleogene species *A. linearis* were cosmopolitan like the Recent *A. inhaerens*. The stratigraphic range of *A. ogormani* seems to be restricted to Thanetian - Early Lutetian.

All *Acervulina* species mentioned above are known as important carbonate producing organisms on Cainozoic and recent platforms. They prevail in encrusting rhodophyte-dominant associations which are responsible for the development of both coated grains and reefal frameworks. Obviously only *A. ogormani* was able to build bioconstructions. Due to particular ecological conditions during the Ilerdian extended reef belts were formed in the Pyrenees.

Generally the encrusting acervulinids can be described as *plano-occupants* indicating a genetically and ecologically controlled substrate occupying growth strategy. Environment conditions as well as competitive inter- and intraspecific interactions can be considered as controlling ecological factors. The dominating massive digitate-columnar growth forms - so far only known from the Pyrenean Ilerdian - were favoured by sealevel rising and reduced competitive interactions of the organisms.

1. EINLEITUNG

Unter den sessilen Foraminiferen haben sich im Verlauf der Evolution eine Reihe von Formen soweit spezialisiert, daß sie sich vorwiegend oder vollständig eine inkrustierende Wachstumsstrategie aneigneten. Bis zur Oberkreide waren es fast ausschließlich sandschalige oder porzellanschalige Formen, insbesondere Angehörige der Lituolidae, der Placopsilinidae, der Coscinophragmatidae, der Haddoniidae und schließlich der Nubeculariidae (vgl. u. a. WENDT 1969; HÖFLING 1989; PLAZIAT & PERRIN 1992; SCHULTE et al. 1993). Alle diese Formen bilden im allgemeinen eine begrenzte Haftfläche oder okkupieren ein Substrat nur punktuell bzw. fleckenhaft. Ein massives Wachstum von zahlreichen sukzessiven Generationen in Form von „Mikroriffen" oder lokal begrenzten Biostromen ist eher ein Sonderfall.

Die rotalgenähnliche Fähigkeit, über längere Zeiträume ausgedehnte Faziesbereiche in Form von Rindenkörnern (Rhodolithen, Macroiden), Biostromen und Biohermen einzunehmen, konnten sich anscheinend nur die Acervuliniden aneignen. Dies betrifft insbesondere die inkrustierenden Formen, die bereits seit dem Erscheinen der Acervuliniden während der höchsten Oberkreide existieren. Gerade die enorme Anpassungsfähigkeit und die höchst erfolgreiche Wachstumsstrategie führte zu derartigen Degenerationserscheinungen der Gehäuse, daß sie mehr Rotalgen oder inkrustierenden Bryozoen ähneln als Foraminiferen. Bereits zu Beginn des Paleozän entwikkelten sich die Acervuliniden zu einem der wichtigsten Elemente der heute noch weltweit präsenten modernen Assoziationen inkrustierender Organismen innerhalb rezifaler Gemeinschaften. Die bedeutendste Vertreterin dieser Foraminiferen-Familie im tieferen Paläogen wurde von DOUVILLÉ (1924) als eine solenoporoide Rotalge angesehen und mit der Bezeichnung *„Solenomeris O`gormani"* in die Literatur eingeführt.

Langjährige systematische und ökologische Untersuchungen an fossilen und rezenten Formen der acervuliniden Foraminiferen durch einen der Autoren (E. M.) erbrachten neue Erkenntnisse zu ihrer Taxonomie, Wachstumsstrategie und Rolle beim Aufbau biogener Karbonate.

2. SYSTEMATIK

Ordnung Foraminiferida EICHWALD, 1830
Familie Acervulinidae SCHULTZE, 1854

1854 SCHULTZE: „Acervulinida", S. 53; „Familie der Acervuliniden", S. 67

Die hyalin-perforierte Foraminiferen-Familie Acervulinidae gehört aufgrund ihres Bauplans zu den sogenannten orbitoidalen Großforaminiferen. Ihre Evolution seit der Oberkreide brachte eine Reihe von freilebenden, festsitzenden und

inkrustierenden Formen hervor. Das Gehäuse all dieser Formen zeigt ein spiraliges Juvenarium mit Embryonalapparat und periembryonalen nepoinischen Kammern in alternierender Anordnung, woraus sich der spätstadielle Gehäuseteil entwickelt. In diesem Stadium können die Kammern regelmäßig und allseitig, beidseitig oder einseitig in konzentrischen Serien bzw. in sukzessiven Lagen angeordnet sein oder aber auch unregelmäßig angehäuft. Dadurch entstehen globuläre, discoidale, laminare und schließlich unregelmäßige bzw. degenerierte Gehäuse, die bisher folgenden Gattungen zugeordnet werden:

Sphaerogypsina GALLOWAY, *Discogypsina* SILVESTRI, *Planogypsina* BERMUDEZ, *Wilfordia* ADAMS, *Acervulina* SCHULTZE, *Gypsina* CARTER, *Borodinia* HANZAWA und *Ladoronia* HANZAWA.

Als wichtigste Gattungen gelten *Acervulina* und *Gypsina*. Hinzu kommt noch die ursprünglich als eine Rotalge etablierte Gattung *Solenomeris* DOUVILLÉ aus dem Paleozän, deren Typusart später beschrieben wird. Die taxonomischen Beziehungen dieser drei Gattungen werden im Anschluß diskutiert.

Gattung *Acervulina* SCHULTZE, 1854

Typusart: *Acervulina inhaerens* SCHULTZE, 1854: 68, Rezent.

Typuslokalität: Adriatisches Meer bei Ancona/Italien.

Synonyme:

Gattung: *Gypsina* CARTER, 1877: 172.

Typusart: *Gypsina plana* (CARTER) (Basionym: *Polytrema planum* CARTER, 1876: 211, *Gypsina melobesioides* CARTER, 1877: 172-175), Rezent.

Typuslokalität: Mauritius

Gattung: *Solenomeris* DOUVILLÉ, 1924: 69.

Typusart: *Solenomeris ogormani* DOUVILLÉ, 1924: 69-70, Abb. 1-5; fossil: Geol. Stufe: Ilerd (Paleozän).

Typuslokalität: Bearn (Südfrankreich).

Diagnose: Gehäuse frei oder festsitzend bis stark inkrustierend, bestehend aus zwei durch unterschiedliche Baupläne gekennzeichnete Stadien: Jungstadium gewunden, aufgebaut aus einem Embryonalapparat und in mehreren Zyklen angeordneten alternierenden Kammern. Adultstadium sich marginal und ventral ausbreitend; Kammern in konzentrischen bis horizontalen (substratparallelen) und sukzessiven Lagen, alternierend und/oder übereinanderfolgend und/oder unregelmäßig angeordnet; Kammergröße stark variabel; Kammerform hochbogig, spatelförmig bis stark abgeflacht und annähernd eckig; Kammerwände zweischichtig und hyalin, Perforation bei regelmäßigem Bauplan auf obere Teile (Kammerdächer) beschränkt; Stolonen generell in den Seitenwänden, zwischen den benachbarten Kammern einer Lage; aperturähnliche Öffnungen in marginaler Position bisher nur bei rezenten Formen festgestellt.

Vergleichende Analyse bisheriger Untersuchungen: Die Synonymie bzw. die Selbständigkeit der Gattungen *Acervulina, Gypsina* und *Solenomeris* ist umstritten. Allgemein werden heute die ersten zwei anhand rezenter Arten aufgestellten Gattungen als selbständig angesehen (siehe LOEBLICH & TAPPAN 1988: 595-596). Diese Ansicht basiert jedoch mehr auf sekundärer Literatur als auf einer gründlichen Revision der Typusarten. Die Zugehörigkeit der ursprünglich als eine solenoporoide Rotalge beschriebenen Gattung *Solenomeris* zu den acervuliniden Foraminiferen findet zwar in neuester Zeit zunehmend allgemeine Anerkennung, ihre taxonomische Position wird aber unterschiedlich bewertet (MOUSSAVIAN 1989; PERRIN 1987; PLAZIAT & PERRIN 1992).

Die heute noch bestehende Schwierigkeit bezüglich der Synonymie bzw. Selbständigkeit der Gattungen *Acervulina* SCHULTZE und *Gypsina* CARTER wurde vor allem durch die in der Literatur herrschende vielfache Konfusion verursacht, die bis zu den Protologen (Originalbeschreibungen) zurückzuverfolgen ist: zum einen die unklaren, teilweise unrichtigen Diagnosen der Typusarten und der Gattungen, zum anderen die Zuordnung unterschiedlicher Taxa der Typusarten und der Gattungen, insbesondere durch die späteren Autoren (s. u.).

Gattung *Acervulina*: Gegründet auf völlig unterschiedliche Formen stellte SCHULTZE (1854: 67-68) die Gattung *Acervulina* auf. Als Typspezies gilt die Art *A. inhaerens* SCHULTZE (1854: 68, Tab. 6, Fig. 12), die vom genannten Autor „häufig an Tangen und Corallinen wie im Sande" des adriatischen Meeres bei Ancona (Italien) beobachtet wurde. Das Originalmaterial wurde offensichtlich bis heute nicht nachgeprüft. Die Gattungs- und Artbeschreibung charakterisieren lediglich angeheftete oder freie, hyalin-perforierte und mehrkammerige Formen, deren Kammern durch „größere Öffnungen" miteinander in Verbindung stehen. Die knappe Beschreibung läßt also keinesfalls darauf schließen, daß der Autor tatsächlich auch das inkrustierende Taxon gemeint hat, das uns durch die meisten späteren Autoren beschrieben und illustriert worden ist (siehe unten). Nach dem heutigen Kenntnisstand können mindestens noch zwei weitere Gattungen in Erwägung gezogen werden, die SCHULTZE gemeint haben könnte, nämlich *Planorbulina* D'ORBIGNY und *Miniacina* GALLOWAY. Auf die Ähnlichkeit junger Exemplare von *Acervulina inhaerens* und *Planorbulina ascervalis* ist bereits mehrmals hingewiesen worden (so CUSHMAN et al. 1954: 373; REISS & HOTTINGER 1984: 262). Bereits CARPENTER et al. (1862: 209) waren der Überzeugung, daß die SCHULTZEsche Gattung *Acervulina* nichts anderes sei als *Planorbulina*, eine Meinung, die später auch UHLIG (1886: 199) teilte. Die von BRADY (1984: 718, Taf.CII, Fig.3) aufgrund der Unklarheit provisorisch bevorzugte Kombination *Gypsina inhaerens* wurde von den meisten späteren Autoren bis in die vierziger Jahre hinein übernommen, so z.B. von CHAPMAN (1902: 209), YABE (1918: 22), YABE & HANZAWA (1929: 179, Taf. 16, Fig. 6; 1930: 37) und LINDSEY (1913). Die ursprüngliche Bezeichnung *Acervulina inhaerens* fand erst später zunehmend Anerkennung (siehe HANZAWA 1945: 60; 1957: 67, Taf. 24, Fig. 2a-c; CUSHMAN et al. 1954: 372-373, Taf. 91, Fig. 37-38; LOEBLICH & TAPPAN 1964: C 696; 1988: 597; REISS & HOTTINGER 1984: 262, Fig. 32c, Fig. 33a-f).

CUSHMAN (1927: 95-96, Taf. 21, Fig. 6 und später) akzeptierte die Gattung *Acervulina* frühzeitig, jedoch nur mit planorbuliniden-ähnlicher Modifikation als Typspezies *inhaerens* unter gleichzeitiger Beibehaltung der Gattung *Gypsina* mit der inkrustierenden Typusart *G. plana* CARTER und anderen nicht inkrustierenden Arten (wie *G. globulus, G. vesicularis*, siehe weiter unten).

Trotz der oben genannten Zweifel bleibt die bisherige Interpretation der Gattungs- und Artidentifikation weiterhin legitim, da eine gründliche Revision des Original- und/oder Typusmaterials noch nicht vorliegt und damit auch kein stichhaltiger Beweis für eine Verwerfung der Gattung.

Gattung *Gypsina*: Unabhängig von *Acervulina* stellte CARTER (1877: 172) die Gattung *Gypsina* auf, deren Typusart *G. melobesioides* später aufgrund der Synonymie mit der kurz zuvor von ihm (CARTER 1876: 211) als *Polytrema planum* bezeichneten Art in *Gypsina plana* (CARTER) umbenannt wurde. Zugleich betonte CARTER (1877: 173) die Zugehörigkeit der Art „*Tinoporus vesicularis*" zu seiner neuen Gattung *Gypsina*. Entsprechend den Protologen sowie den Untersuchungen von LINDSEY (1913) handelt es sich dabei um eine inkrustierende bzw. hemisphaerische Massen bildende Foraminifere mit in sukzessiven Lagen in alternierender Anordnung aufgebauten und perforierten Kammern, die stark gebogen bis rechteckig oder polygonal sind. Die an den Ausführungen CHAPMANs (1902: 225) orientierten Beschreibungen LINDSEYs (1913) wurden von späteren Autoren weitgehend übernommen, wenn auch mit gewissen Modifikationen oder Mißdeutungen (so z. B. GALLOWAY 1933: 308; CUSHMAN 1927: 96; LOEBLICH & TAPPAN 1964: C 694-696, 1988: 597). Ihre Strukturanalysen berücksichtigen aber nur den spätstadiellen Gehäuseteil, weil das Juvenarium von *G. plana* nicht gefunden wurde. Darüber hinaus werden in den Diagnosen Stolonensysteme entweder negiert oder nicht berücksichtigt. Auf diese generell unrichtigen Deutungen haben bereits eine Reihe von Autoren hingewiesen (so z.B. HOFKER 1927: 9; HANZAWA 1957: 69; HAGN & WELLNHOFER 1967: 225).

Für die Konspezifität der Arten *Acervulina inhaerens* und *Gypsina plana* , und zwar mit der Bezeichnung „*A. inhaerens* SCHULTZE *var. plana* CARTER" plädierte vor allem HANZAWA (z.B. 1945: 60; 1957: 67, Taf. 24, Fig. 2a-c). Trotzdem behielt HANZAWA (1957: 65-67) wie die Autoren zuvor das Genus *Gypsina* bei und zwar als legitimen Repräsentanten für discoidale bis globulare Acervuliniden-Formen wie „*G. globulus* REUSS" und „*G. vesicularis* (PARKER & JONES)". Es handelt sich hierbei um Taxa, die später berechtigterweise neuen Gattungen zugeordnet wurden (*Sphaerogypsina* GALLOWAY, 1933 und *Discogypsina* SILVESTRI, 1937; siehe auch LOEBLICH & TAPPAN 1988: 596).

Auf die verwandtschaftliche Beziehung zwischen den beiden Gattungen verwiesen in neuer Zeit HAGN & WELLNHOFER (1967: 225). Die Annahme HAGNs jedoch, *Acervulina* unterscheide sich von *Gypsina* vor allem durch die stärker gewölbten Kammern und eine andere Wuchsform, beruht auf Angaben früherer Autoren. Variabilität in Kammer- und Wuchsform ist eine ökologisch bedingte Erscheinung sogar innerhalb eines einzigen Gehäuses und daher im folgenden weder als Gattungs- noch als Artmerkmal zu bewerten (vgl. Taf. 1).

Gattung *Solenomeris*: Über die systematische Stellung dieser Gattung besteht trotz der neuesten Untersuchungsergebnisse noch keine Einigkeit. Aus den Acervulinen-Bauten des mittleren Ilerd von Bearn (westliches Aquitaine-Becken, S-Frankreich) beschrieb DOUVILLÉ (1924: 69-70, Abb. 1-5) die Art „*Solenomeris o'gormani*" als eine solenoporoide Rotalge. Während manche Autoren die Algennatur dieser Form bezweifelten (PFENDER 1926: 328; MASLOV 1956: 140), plädierten die meisten Algenforscher für ihre Zuordnung zu den Rotalgen bzw. Solenoporaceen, so RAO & VARMA (1953: 21), ELLIOTT (1964: 697), JOHNSON & KASKA (1965: 59), POIGNANT & BLANC (1974: 74), DIENI et al. (1979: 502), WRAY (1977: 48) und TAPPAN (1980: 140). Auf die Tatsache, daß bereits TRAUTH (1918: 70, Taf. 3, Fig. 17-18) die Foraminiferen-Natur dieser Art erkannte (vgl. MOUSSAVIAN 1989: 77) und sie mit *Gypsina plana* (als „*Polytrema planum*") gleichsetzte, wurde erst von HAGN & WELLNHOFER (1987: 226) aufmerksam gemacht; dieselben Autoren hoben auch die mögliche Zugehörigkeit der Art *ogormani* zur Gattung *Gypsina* hervor. Die Kombination *Gypsina ogormani* bevorzugten insbesondere HAGN (1972, 1983, 1989), HAGN & MOUSSAVIAN (1980), HAGN et al. (1981) und MOUSSAVIAN (1984).

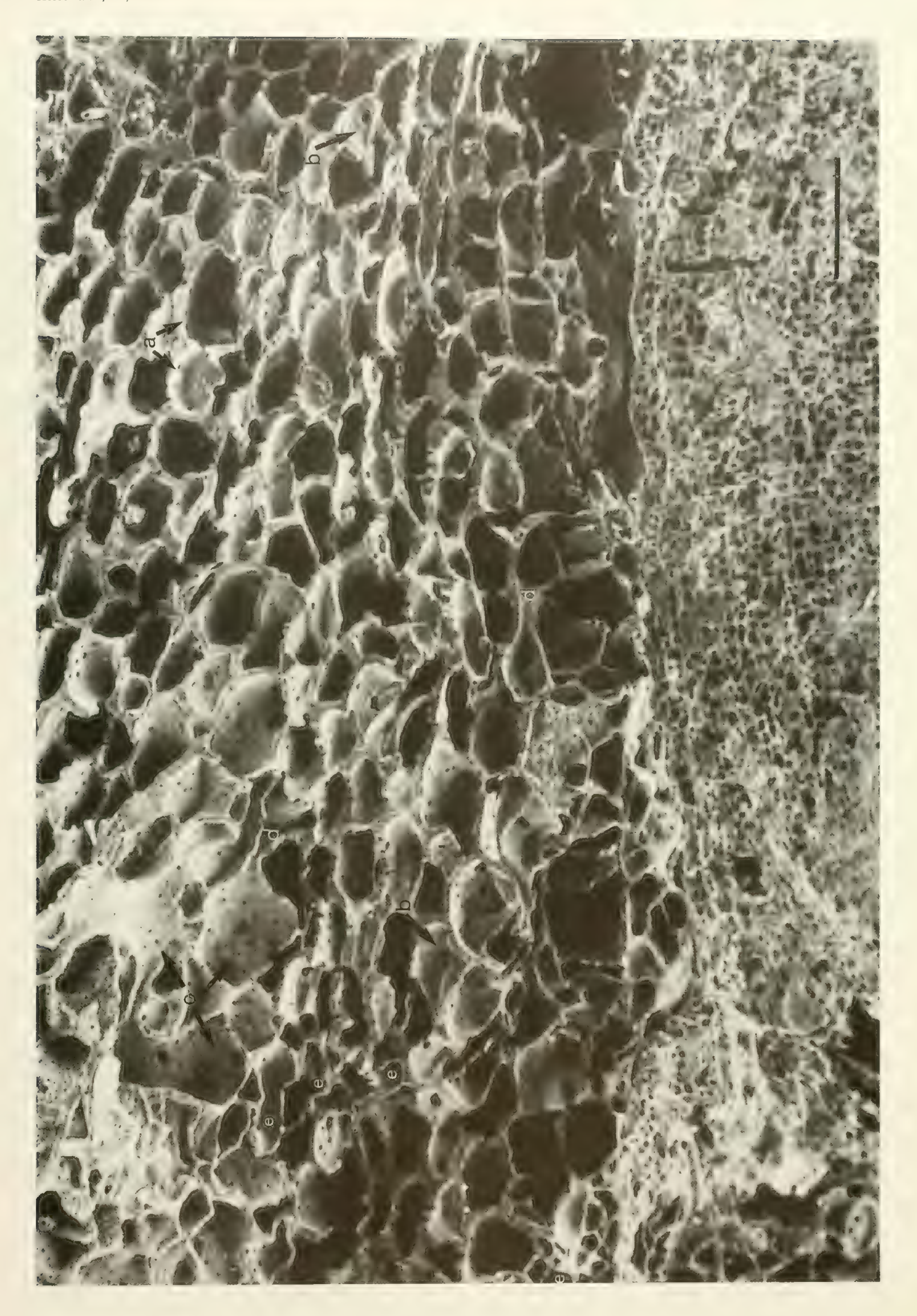
Tafel 1 *Acervulina inhaerens* SCHULTZE, 1854. - Rezent
Bauplan, Kammerstruktur und Wachstumsstrategie

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme des Bauplanes von *Acervulina inhaerens* SCHULZE, als ein wesentlicher Bestandteil inkrustierender Assoziationen innerhalb eines Saumriffes in ca. 30m Tiefe.

Das Detailbild zeigt das Spätstadium eines Exemplares, das einer corallinen Rotalge aufgewachsen ist. Die lagenweise bis unregelmäßige Anordnung der Kammern ist die Folge einer artcharakteristischen Wachstumsstrategie. Unmittelbar über dem Substrat und vorwiegend in der rechten Bildhälfte sind die Kammern meist abgeflacht bis annähernd rechteckig und in mehr oder weniger regelmäßigen Lagen angeordnet. In solchen homogenen Wachstumsphasen sind die Individuen in ihrem Strukturaufbau weniger von ständiger inter- und intraspezifischer Konfrontation und Konkurrenz um die Gewinnung von neuem Substrat bzw. Lebensraum beeinflußt, als vielmehr von der Beibehaltung des bestehenden Lebensraumes und der Wachstumsrichtung. Das Resultat ist ein regelmäßiger Bauplan, der schrittweise neue Lagen mit alternierenden und/oder übereinander angeordneten Kammern entwickelt. In der rechten Bildhälfte dagegen sind die Kammern vorwiegend unregelmäßig aufgebaut und angeordnet, eine Erscheinung, die auf ständige Veränderung der Wachstumsrichtung in starker Abhängigkeit von competitiver Wechselwirkung um neuen Lebensraum zurückzuführen ist. Dies führt zu einer stark variablen Form und Anordnung der Kammern.

Die Wachstumsstrategie beeinflußt auch die Organisation wichtiger Strukturelemente, nämlich die Poren und Stolonen. Sind die Kammern homogen aufgebaut und regelmäßig angeordnet, so zeigen die Perforation und die intercameralen Verbindungen (Stolonen) das gleiche Muster: die Perforation beschränkt sich auf das Kammerdach (a), die Stolonen hingegen auf die gemeinsamen Wände der Kammern einer Lage (b); d.h. die unmittelbar benachbarten Kammern einer Lage stehen durch Stolonen in Verbindung. Die Verdickung der Seitenwände der Kammern und in Extremfällen die Verwachsung der aufeinanderfolgenden Seitenwände zur pfeilähnlichen Struktur tritt nur bei rechteckigen sukzessiven Kammern auf. Sind die Kammern stark unregelmäßig aufgebaut und angeordnet, so kann die Perforation fast alle gemeinsamen Wände erfassen (c). Die Kammern können sehr extreme Formen und Anordnungen annehmen (e). In diesen Fällen kommt es zu regelloser Anhäufung von wesentlich kleineren Kammern, die man als Nebenkammern bezeichnen kann. Die Stolonen zwischen den benachbarten Kammern einer Reihe können bei intensiver Substratokkupation als lange Kanäle ausgebildet werden (d).

Golf von Aquaba, Rotes Meer (leg.: W. C. DULLO 1986). Balkenlänge: 100 μ.


a
b
c
e

In neuester Zeit erkannten PLAZIAT (1984), PLAZIAT & PERRIN (1992) und PERRIN (1987) zwar die enge verwandtschaftliche Beziehung von *Solenomeris* zu den Acervuliniden, plädierten jedoch für die Beibehaltung der ursprünglichen Gattungsbezeichnung *Solenomeris*, allerdings ohne dies nach taxonomischen und systematischen Gesichtspunkten zu begründen. Eine nähere Strukuranalyse der zur Diskussion stehenden Art erfolgte erstmals durch MOUSSAVIAN (1989: 76-78, Taf. 6, Fig. 1-6), der die neue Kombination *Acervulina ogormani* (DOUVILLÉ) einführte. Nach dem zuletzt genannten Autor zeigt die Gattung *Solenomeris* den gleichen Bauplan und die gleichen Strukturmerkmale wie die Gattungen *Acervulina* und *Gypsina*.

Schlußfolgerung: Die Auswertung der bisherigen Arbeiten und vergleichende Untersuchungen an rezenten und fossilen Acervuliniden zeigen die enge taxonomische Zusammengehörigkeit von *Gypsina plana* und der Art, die heute unter dem Namen *Acervulina inhaerens* bekannt ist. Beide Formen vertreten ein und dieselbe Gattung und sind darüber hinaus womöglich miteinander synonym. Nach dem heutigen Kenntnisstand und gemäß dem „International Code of Zoological Nomenclature" gilt die Priorität der Gattung *Acervulina*. Auch DOUVILLÉ`s *Solenomeris* ist, wie aus der Artbeschreibung entnommen werden kann (siehe unten), mit *Acervulina* kongenerisch und muß daher verworfen werden. Die hier emmendierte Gattungsdiagnose gründet sich auf die Untersuchung zahlreicher Exemplare der Typusart aus dem indopazifischen und karibischen Raum, verglichen mit paläogenen, neogenen und pleistozänen Acervuliniden.

Acervulina ogormani (DOUVILLÉ, 1924)
Taf. 2, Fig. 2-7; Taf. 3, Fig. 2-6

Basionym: *Solenomeris o'gormani*, DOUVILLÉ, 1924: 169.

1918 *Polytrema planum* CART. - TRAUTH: 240, Fig. 17-18; Paleozän, Ostalpen, Pongau/Österreich.

1924 *Solenomeris o'gormani* n. gen. n. sp. - DOUVILLÉ: 169 bis 170, Abb. 1-5; Ilerd; Bearn, S-Frankreich.

1926 *Solenomeris Douvilléi* n. sp. - PFENDER: 328-329, Taf. 12; Unteres Eozän-Mitteleozän, Katalonien/Spanien.

1926 *Solenomeris(?) Douvilléi* sp. nov. (non PFENDER). - RAO & VARMA: 21-22, Taf. 2, Fig. 11-12, Untereozän, Punjab/Indien.

1956 *Solenomeris afonensis* sp. nov. - MASLOV: 140-141, Taf. 45, Fig. 1; Paleozän (?Thanet-Ilerd), Kaukasus.

1964 *Solenomeris ogormani* DOUVILLÉ. - ELLIOTT: 697-698, Taf. 105-107; Paleozän.

1965 *Solenomeris ogormani* DOUVILLE. - JOHNSON & KASKA: 59, Taf. 36, Fig. 1; Paleozän, Guatemala.

1972 *Gypsina ogormani* (DOUVILLÉ). - HAGN: 116-117, Taf. 8, Fig. 2; Paleozän, Nördliche Kalkalpen (s. a. HAGN 1983, HAGN et al. 1981).

1980 *Gypsina ogormani* (DOUVILLÉ). - HAGN & MOUSSAVIAN: 148-149, Taf. 12, Fig. 2; Paleozän-Unteres Eozän, Nördliche Kalkalpen.

1984 *Gypsina ogormani* (DOUVILLÉ). - MOUSSAVIAN: z. B. 20-21, 24-25, 32, Taf. 5, Fig. 4; Thanet-unteres Lutet, Ostalpen.

1984 *Solenomeris Douvilléi* PFENDER. - PLAZIAT: 1070, Taf. 101, Fig. 3; Ilerd (unteres Ypres), Corbières/Pyrenäen.

1987 *Solenomeris ogormani* DOUVILLÉ. - PERRIN: 197-204; Taf. 1-3, Abb. 1-3; Corbières.

Tafel 2 *Acervulina* sp. indet 1 (Maastricht-Unterpaleozän) und *Acervulina ogormani* (DOUVILLÉ) (Thanet-unteres Lutet). Bauplan, Kammerstruktur, Wuchsform

Fig. 1 *Acervulina* sp. indet 1. - Das Bild zeigt einen Schrägschnitt durch das spiralige Anfangsstadium (a) und das lagige Spätstadium (b) einer A-Form. Das bezeichnende Merkmal dieser Art liegt in der Struktur der juvenilen periembryonalen Kammern, welche dickwandig und imperforiert erscheinen. Kambühelkalk; Unterpaleozän. Kambühel, Niederösterreich. x 75.

Fig. 2-7 *Acervulina ogormani* (DOUVILLÉ).

Fig. 2 Juvenarium der A-Form mit zweikammerigem Embryonalapparat (Nucleoconch, Deuteroconch; siehe Pfeil), gefolgt von zyklisch angeordneten alternierenden Periembryonalkammern, die spatelförmig bis hochbogig und perforiert sind. „Unterer Lithothamniumkalk", Südhelvetikum; mittleres Ilerd. Haunsberg N Salzburg, Österreich; x 200.

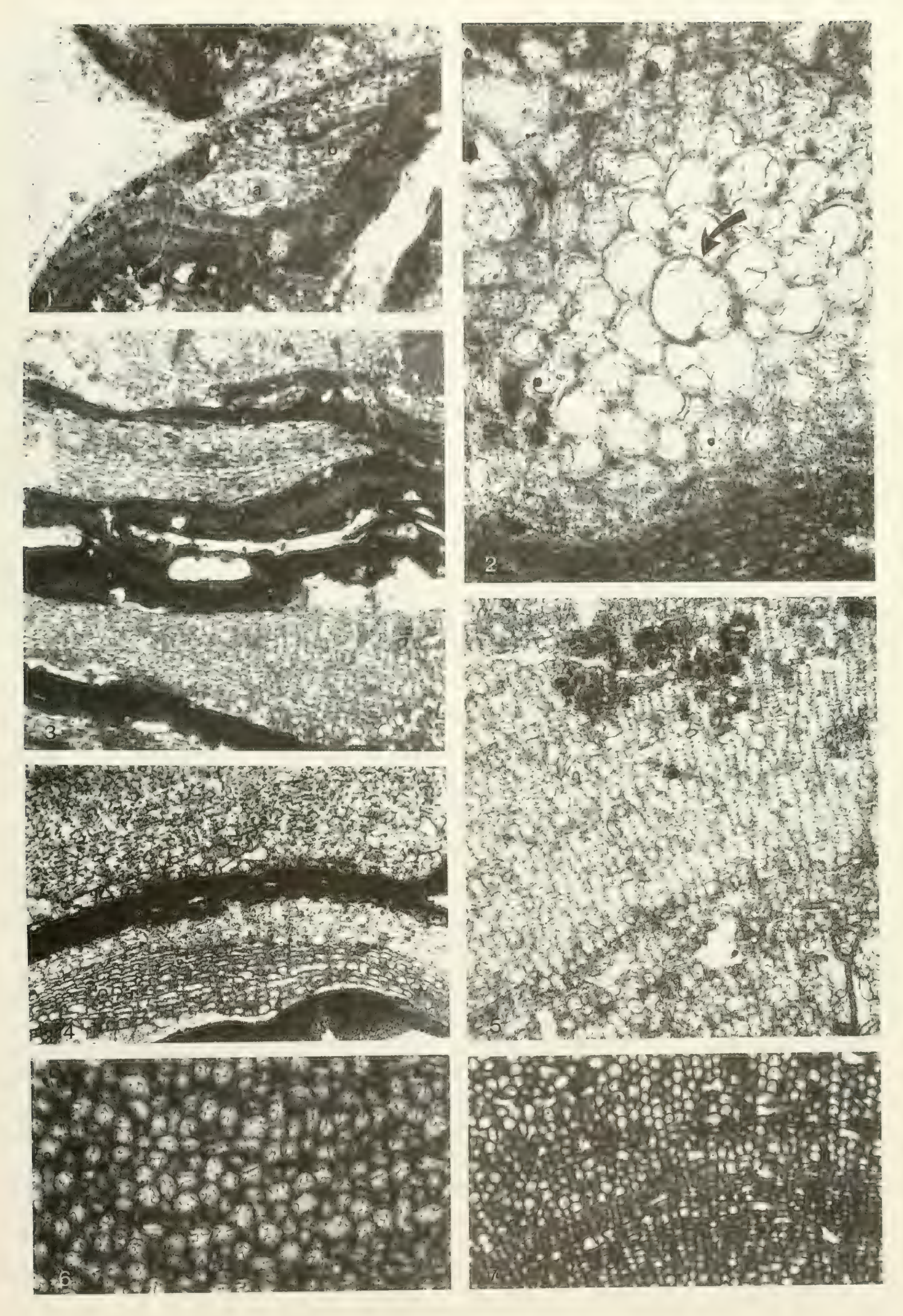
Fig. 3 Ausgewachsene Gehäuse (Adultstadium) mehrerer dünnkrustiger Individuen. Die vorwiegend abgeflachten bis annähernd rechteckigen Kammern sind in lammellenartigen Lagen angeordnet. Diese genetisch und ökologisch bedingte substratokkupierende Wachstumsstrategie tritt meistens in Corallinaceen-dominanten Inkrustationsabfolgen auf, welche durch competitive inter-/intraspezifische Wechselwirkung zwischen den assoziierten Organismen gekennzeichnet sind. Rhodolith-Geröll der inneralpinen Molasse; mittleres Ilerd. Unterinntal, Österreich. x 45.

Fig. 4 Adultstadium von zwei dünnkrustigen Individuen mit abgeflachten Kammern in alternierender und übereinander angeordneter Position. „Unterer *Lithothamnium*kalk"; mittleres Ilerd. Haunsberg N Salzburg. x 45.

Fig. 5 Adultstadium eines columnaren Gehäuses. Bei derartig ökologisch begünstigtem Wachstum werden vorwiegend spatelförmige bis hochbogige und übereinander angeordnete Kammern entwickelt. Die Kammerwände sind hyalin und perforiert (oben Mitte). „*Solenomeris* reef"; mittleres Ilerd. Pech Agut bei Albas, S Frankreich. x 55.

Fig. 6 Schräg- bis tangential geführter Schnitt durch das Spätstadium eines nodularen Gehäuses, aufgebaut aus spatelförmigen bis hochbogigen und perforierten Kammern. „*Solenomeris* reef"; mittleres Ilerd. Pech Agut bei Albas, S Frankreich. x 80.

Fig. 7 Charakteristische Wechselfolge von unterschiedlichen Wachstumszonen in den nodularen bzw. columnaren Wuchsformen. Zonen aus stark abgeflachten Kammerlagen (unten) überwachsen von Zonen aus spatelförmigen bis hochbogigen Kammern. Dies ist im wesentlichen auf saisonelle Veränderung der Wachstumsbedingungen zurückzuführen. „*Solenomeris* reef"; mittleres Ilerd. Pech Agut bei Albas, S Frankreich. x 60.


a
b
2
3
4
5
6
7

1989 *Acervulina ogormani* (DOUVILLÉ). - MOUSSAVIAN: 77-78, Taf. 6; Thanet-unteres Lutet, Alpin-mediterrane Region.

1989 *Gypsina ogormani* (DOUVILLÉ). - HAGN: 14-15, Taf. 5, Fig. 1; Paleozän-unteres Lutet, Nördliche Kalkalpen.

1992 *Solenomeris ogormani* (DOUVILLÉ). - PLAZIAT & PERRIN: z. B. 195-203, Fig. 2-5, 6b-d, Fig. 7-9; Corbières/Pyrenäen.

Beschreibung: Die morphologische und strukturelle Ähnlichkeit von *A. ogormani* mit der rezenten *A. inhaerens* sowie die Gründe für ihre Verwechslung mit solenoporoiden Rotalgen wurden von MOUSSAVIAN (1989: 77-81) in einer ausführlichen Beschreibung bereits diskutiert. Hier werden der Bauplan und die Struktur des Gehäuses in etwas modifizierter Darstellung zusammengefaßt. Das im ausgewachsenen Stadium festsitzende und meist inkrustierende Gehäuse weist wie *A. inhaerens* zwei Entwicklungsphasen mit unterschiedlichem Bauplan und Kammeranordnung auf: das spiralig gewachsene Juvenarium der A-Form besteht aus Embryonalapparat und mehreren Kammerzyklen (Taf. 1, Fig. 2). Der Embryonalapparat setzt sich aus zwei Kammern zusammen, dem Nucleoconch und dem Deuteroconch, die durch ein Stolon in Verbindung stehen und jeweils mehrere Öffnungen aufweisen. Die periembryonalen nepoinischen Kammern, sind in der Regel dünnwandiger als die Embryonalkammern. Wie groß die Zahl und die Anordnung der Auxiliarkammern ist und ob bei *A. ogormani* unterschiedliche Typen von „initial arrangements around the embryo" vorkommen, wie NEUMANN (1986: 234, 237) bei Planorbuliniden feststellte, kann aus dem vorliegenden Material nicht eindeutig entnommen werden. Die drei bis fünf zählenden Kammerzyklen des Jungstadiums entwickeln meistens eine discoidale bis ellipsoidale, seltener eine sphärische Morphologie. Bei discoidaler Wuchsform können eine mediane und mehrere laterale Kammerlagen unterschieden werden. Die Kammern des Juvenariums sind alle perforiert, zeigen eine spatelförmige Morphologie und stehen in alternierender Position zueinander.

Das Adultstadium setzt ein mit dem Übergang vom spiraligen bzw. zyklischen in lagiges und/oder unregelmäßiges Wachstum bzw. Anordnung der Kammern. Damit beginnt sich das Gehäuse über dem Substrat auszubreiten und in die Höhe zu wachsen (Taf. 2, Fig. 3-7). In diesem Stadium sind Anordnung, Form und Dimension der Kammern sowie die Wuchsform stark von der Adaption an den Lebensraum bzw. an das Substrat abhängig. Die Kammern können spatelförmig und hochbogig (Taf. 2, Fig. 5-7) oder stark abgeflacht und annähernd rechteckig ausgebildet sein (Taf. 2, Fig. 3-4). Auch die Anordnung der Kammern der aufeinanderfolgenden Lagen kann unterschiedlich sein. Sie können alternieren (Taf. 2, Fig. 4), sie können aber auch direkt übereinanderfolgen (Taf. 2, Fig. 5, 7). Spatelförmige und alternierende Kammern treten vor allem in den ältesten konzentrisch verlaufenden Lagen auf. Entwickelt ein Individuum nach der Anpassungsphase ans Substrat regelmäßig und schrittweise neue Kammerlagen, so entsteht eine mehr oder weniger gleichmäßige Architektur von abgeflachten oder annähernd rechteckigen übereinanderfolgenden Kammern (Taf. 2, Fig. 3-4). Setzt sich diese Entwicklung kontinuierlich fort, so können die Kammerseitenwände in den älteren Lagen massiver werden und miteinander verwachsen, so daß pfeilerähnliche Strukturen vertikal zu den Kammerlagen auftreten. Bei knolligem bis columnarem Wachstum bilden sich häufig Wachstumszonen mit spatelförmigen bis hochbogigen Kammern in Alternierung mit Wachstumszonen, die durch stark abgeflachte Kammern charakterisiert sind (Taf. 2, Fig. 5-7). Die Perforation beschränkt sich in der Regel auf die oberen Bereiche der Wände (Kammerdächer; Taf. 2, Fig. 5). Die Verbindung zwischen den Kammern einer Lage wird durch Stolonen in den Seitenwänden hergestellt.

Vergleiche mit anderen Arten:

Acervulina sp. indet. 1 (Maastricht-Dan, Taf. 2, Fig. 1): Diese älteste inkrustierende acervulinide Art entspricht in Wuchsform, Bauplan und Kammerstruktur ebenfalls der Art *A. ogormani* und wurde daher mit ihr verwechselt (siehe z. B. POIGNANT & BLANC 1974: 74, Taf. 13). Der wesentliche Unterschied liegt im Juvenarium: die ersten gewundenen periembryonalen Kammern sind, im Gegensatz zu denen von *A. ogormani*, wesentlich dickwandiger und darüber hinaus imperforiert; eine Ausbildung, die an *Orbitoides* erinnert. Die vorliegende Form bleibt einer späteren Beschreibung vorbehalten.

Tafel 3 *Acervulina ogormani* (DOUVILLÉ), Thanet - unteres Lutet.
Wuchsformen, Sediment- und Riffbildung

Fig. 1 Multispezifischer Rhodolith, zusammengesetzt aus konzentrisch gewachsenen, krustigen Corallinaceen, Peyssonneliaceen und *A. ogormani*. „Unterer *Lithothamnium*kalk"; mittleres Ilerd. Haunsberg, N Salzburg, Österreich. x 1,5.

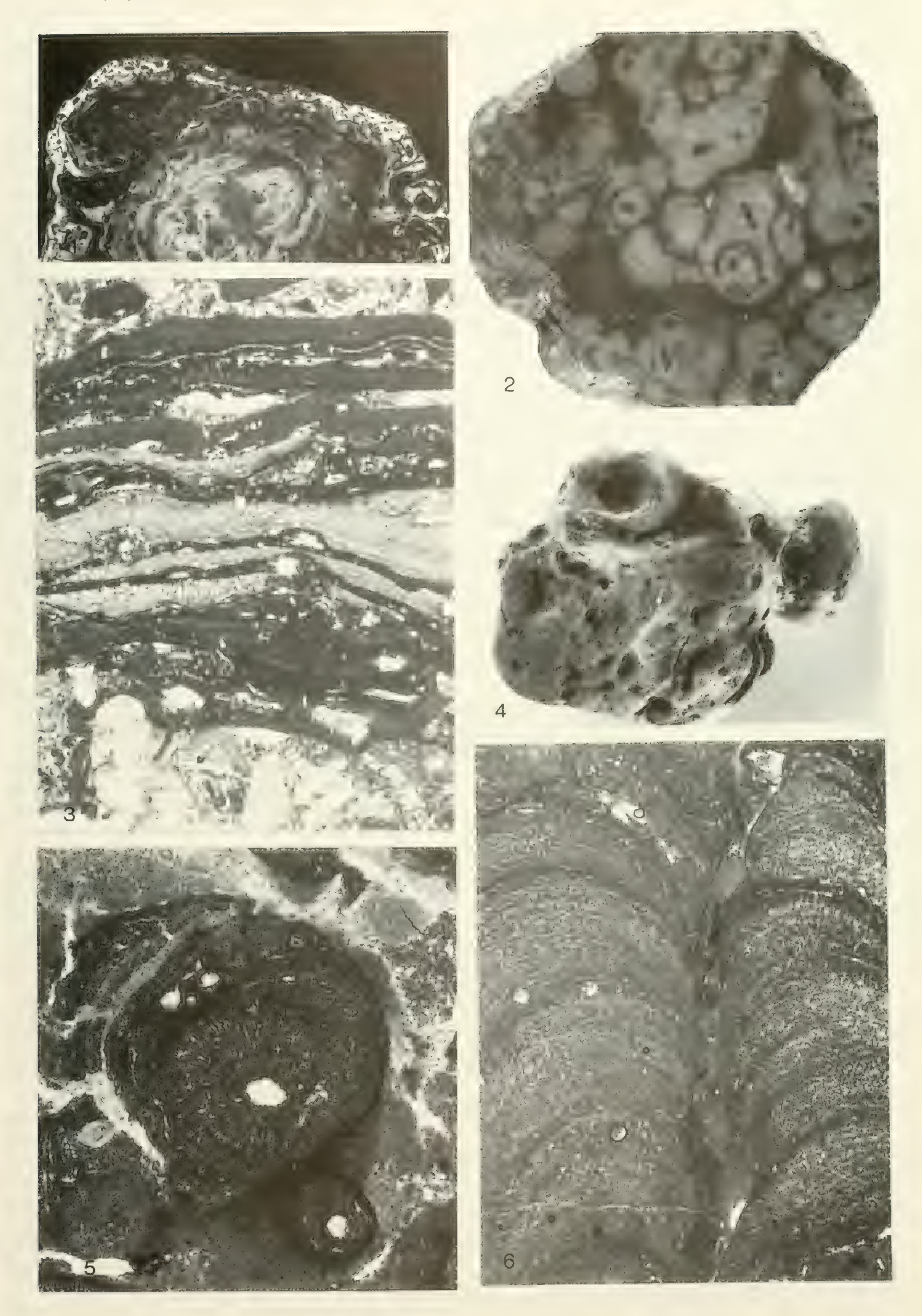
Fig. 2 Columnar-fingerförmig gewachsene Individuen als Hauptbauelement eines Riffgürtels. Das massive Wachstum von bis zu 8 cm erreichenden sukzessiven Gehäusen über längere Zeiträume hinweg wurde durch besondere geologische und ökologische Gegebenheiten begünstigt, wobei der Meeresspiegelanstieg anscheinend die entscheidende Rolle gespielt hat. „*Solenomeris* reef"; mittleres Ilerd. Albas, S Frankreich. x 1.

Fig. 3 Detailbild aus dem Rhodolith in Fig. 1 mit charakteristischer Alternierung von dünnkrustigen Corallinaceen mit *A. ogormani* (hell), als Folge inter-/intraspezifischer Wechselwirkung und Competition um Lebensraum, Licht und Nahrung. „Unterer *Lithothamnium*kalk"; mittlers Ilerd. Haunsberg, N Salzburg, Österreich. x 7.

Fig. 4 Nodulare, miteinander verwachsende Individuen aus der Sammlung Mme. LEMOINE, Paris (leg. DOUVILLÉ). „*Solenomeris* biostrom"; mittleres Ilerd. Bearn, S Frankreich. x 1,5.

Fig. 5 Konzentrisch gewachsene Krusten von *A. ogormani* in Form von Rindenkörnern. Die als Kern dienenden Fremdkörper (weiß) sind durch die Sammelkristallisation vollständig aufgelöst. „*Solenomeris* reef"; mittleres Ilerd. Pech Agut bei Albas, S Frankreich. x 18.

Fig. 6 Detail aus der Probe in Fig. 2 mit columnar gewachsenen und zonierten Gehäusen von *A. ogormani*. „*Solenomeris* reef"; mittleres Ilerd. Pech Agut bei Albas, S Frankreich. x 7.



MOUSSAVIAN, E. & HÖFLING, R.: *Solenomeris, Acervulina ogormani* und *Gypsina* Tafel 3

Acervulina linearis (höheres Cuis-Priabon): Die von HANZAWA (1945: 60, Taf. 15, Fig. 2-5) aufgestellte Art wurde von HAGN & WELLNHOFER (1967: 221-228, Taf. 5-8) ausführlich beschrieben und der Gattung *Gypsina* zugeordnet. Das charakteristische Merkmal dieser Art, nämlich das Zusammenwachsen der Kammerdächer einer Lage zu einer einzigen durchgehenden Wand, tritt erst im Spätstadium auf (vgl. auch HANZAWA 1957, 1959). Dadurch entstehen echte Kämmerchen, die durch imperforierte Septen voneinander getrennt sind. Dieses Merkmal zeichnet *A. linearis* gegenüber allen anderen inkrustierenden Acervuliniden aus.

Acervulina inhaerens (?höheres Miozän-Holozän; Taf. 1): *A. ogormani* zeigt so große Übereinstimmung mit der rezenten Form *Acervulina inhaerens/Gypsina plana* (Taf. 1), daß ein klarer Unterschied selbst auf Artniveau nicht definitiv festzustellen ist. Wuchsform, Bauplan sowie Struktur und Anordnung der Kammern im Juvenarium und im Adultstadium weisen bei diesen Formen das gleiche Muster auf. Auch die Variabilität in Form, Anordnung und Verteilung der Perforation und das Stolonensystem sind bei *A. ogormani* und *A. inhaerens* ähnlich. Der wesentliche Unterschied zwischen beiden Formen könnte in der Anordnung und Anzahl der nepoinischen periembryonalen Kammern liegen, die bisher kaum erfaßbar waren. Demnach bleibt als wichtigster Beleg für die Selbständigkeit und Unabhängigkeit des Taxons *A. ogormani* die Tatsache, daß es im Verlauf des Mitteleozäns ausstirbt, während die Formengruppe *Acervulina inhaerens/Gypsina plana* frühestens im Verlauf des Miozäns in Erscheinung tritt.

3. VORKOMMEN UND STRATIGRAPHIE

Acervulina ogormani war ebenso wie die jüngere paläogene Art *A. linearis* und die rezente *A. inhaerens* weltweit verbreitet. Die bisher beschriebenen Vorkommen reichen vom amerikanischen Kontinent über den alpin-mediterranen bis zum asiatischen Raum (siehe z.B. ELLIOTT 1964; JOHNSON & KASKA 1965; HAGN 1972; HAGN et al. 1981; MOUSSAVIAN 1984 und PLAZIAT & PERRIN 1992). Die zeitliche Verbreitung ist auf Thanet-Lutet beschränkt (vgl. MOUSSAVIAN 1984). Die Blütezeit fällt offensichtlich in den Zeitraum mittleres Ilerd-tieferes Cuis und ist durch zahlreiche Vorkommen belegt. Es handelt sich um verschiedene klastische und biogene Karbonate, die unterschiedliche Faziestypen anzeigen: Riffgesteine, Algen- bzw. Algen-Acervulinen-dominante Biolithite, Rindenkörner (Rhodolithe, Macroide) sowie turbiditische Sedimente.

4. SEDIMENT- UND RIFFBILDUNG

Alle in diesem Beitrag genannten fossilen und rezenten *Acervulina*-Arten sind aufgrund der massenhaften und weiten Verbreitung ihrer aus Magnesiumkalzit bestehenden Gehäuse als wichtige Karbonatproduzenten anzusehen, die am Aufbau unterschiedlicher Sedimenttypen beteiligt sind. Die weitaus häufigsten Faziestypen mit *A. ogormani* stellen multispezifische Rindenkörner (Rhodolithe, Macroide) und lokal begrenzte biostromale Inkrustationen dar. Riffgesteine sind weitaus seltener.

Rindenkörner (coated grains): Die Plattformkarbonate des Ilerd-Cuis sind, ähnlich wie die des Holozän, reich an von Organismen allseitig umkrusteten, zeitweise oder ständig losen Knollen. Aufgrund der vielfach dominanten Rolle der Rotalgen wurden sie ursprünglich als „Rhodolites" (BOSELLINI & GINSBURG 1971), später dann berechtigterweise als „Rhodoliths" (TOOMEY 1975, BOSENCE 1985) bezeichnet. Derartige, im allgemeinen in klastischen Sedimenten massenhaft wachsende Rindenkörner sind meist von einer multispezifischen, inkrustierenden Assoziation zusammengesetzt, in der außer den Rotalgen (Corallinaceen und Peyssonneliaceen) auch inkrustierende Foraminiferen (Acervuliniden und Haddoniiden usw.), Bryozoen, Anneliden und Anthozoen eine bedeutende Rolle spielen können. Sehr häufig kommen Rotalgen- und Rotalgen-Acervulinen-dominante Rhodolithe vor (Taf. 3, Fig. 1, 3). Acervulinen-dominante Rindenkörner („macroids", HOTTINGER 1983) sind verhältnismäßig selten (Taf. 3, Fig. 5).

Biokonstruktionen: In rezifalen Faziesräumen des Thanet-unteres Lutet übernahm *A. ogormani*, ähnlich wie *A. inhaerens* heute, generell eine gerüstbindende und zementierende Rolle, meist in Assoziation mit Rotalgen und anderen krustigen Organismen. Ausgedehnte Biokonstruktionen, die vorwiegend oder ausschließlich von *Acervulina ogormani* errichtet wurden, sind selten. Die bisher bekannten Vorkommen wurden aus den französisch-spanischen Pyrenäen beschrieben (als *„Solenomeris reefs"*, *„Solenomeris ridges"*; siehe PLAZIAT 1984; PLAZIAT & PERRIN 1992; PERRIN 1987; EICHENSEER 1988; ANSELMANN 1990; HÖFLING & MOUSSAVIAN 1990; HÜRTER 1990; REHBACH 1990). Am eindrucksvollsten erscheinen die über 8 km ausgedehnten und 10 m mächtigen, mono- bis paucispezifischen Riffgürtel der Corbières (Mouthoumet Massif, Montagne d'Alavic), welche durch PLAZIAT (1984), PLAZIAT & PERRIN (1992) und PERRIN (1987) eine gründliche Untersuchung erfahren haben. Es handelt sich dabei um in mehreren Phasen entstandene, massive Biostrome, für deren „biogenes Gerüst" einzig und allein nodulare und columnar-fingerförmige Generationen von *A. ogormani* verantwortlich sind (Taf. 3, Fig. 2, 4-6). Diese einzigartigen Foraminiferen-Biokonstruktionen wurden entlang des Kantenrandes einer Karbonatplattform oder an der äußersten Peripherie einer Lagune angelegt, während sich Korallen-Algen-Riffe gleichzeitig plattformeinwärts fortentwickelten.

5. WACHSTUMSSTRATEGIE UND STEUERUNGS-MECHANISMEN

Inkrustierende Organismen gehören bereits seit dem Paläozoikum zu den wichtigsten Karbonatproduzenten der photischen Zonen der Weltmeere. Ihre krusten- bis knollenbildende Morphologie („sheet to mound-like", JACKSON 1979) ist das Resultat einer vorherrschend substratokkupierenden Wachstumsstrategie, die in erster Linie durch intensive Konkurrenz (competition) und inter-/intraspezifische Wechselwirkung (interaction) um Licht und Nahrung innerhalb einer marinen Gemeinschaft gesteuert wird. Sie können daher als *planooccupant* bezeichnet werden, wohingegen die Taxa mit vorherrschend aufrechter dendroider Wachstumsstrategie (tree-like) als *spatiooccupant* hervortreten (MOUSSAVIAN 1992).

In einem Riff-Strukturmodell (FAGERSTROM 1987, 1988) werden die krustenbildenden Assoziationen mit Binder („binder", „binder guild") angesprochen, die aufrechtwachsenden, massiven Assoziationen mit Gerüstbildner oder Konstrukteure („constructor", „constructor guild"). Allerdings wirken die inkrustierenden Organismen im Verlauf einer ökologischen Sukzession („ecological succession") nicht nur als Binder, sondern vielfach auch als Gerüstbildner sowie als Sedimentfänger („baffler") entscheidend mit (MOUSSAVIAN 1992, HOFLING 1992).

Die inkrustierenden Acervuliniden sind heute in den tropischen Meeren weit verbreitet. Sie gedeihen in durchlichteten Litoralbereichen bis in größere Tiefen. Nach eigenen Daten scheint das häufige bis massenhafte Wachstum je nach Lebensbedingungen zwischen 20 m bis 120 m zu liegen (siehe auch REISS & HOTTINGER 1984; MINNERY et al. 1985; DULLO et al. 1990). Sie kommen in verschiedenen Faziesbereichen der Riffökosysteme und Korallenriff-freien Litoralsysteme vor, wo sie, ähnlich wie im Paläogen, generell als eines der wichtigsten Elemente der krustenbildenden Assoziationen beim Aufbau unterschiedlicher Biokonstruktionen und Rindenkörner (Rhodolithe, Macroide) mitwirken. Weitere Mitstreiter innerhalb dieser Assoziationen gehören hauptsächlich zu den Rotalgen (Corallinaceen, Peyssonneliaceen), Bryozoen, Anthozoen, Anneliden und Spongien. Besonders häufig sind Corallinaceen- und Corallinaceen-Acervuliniden-dominante Assoziationen. *Acervulina*-dominante Inkrustationen sind offensichtlich an bestimmte Lebensräume gebunden. Grundsätzlich können drei Grundtypen von Inkrustationen unter Mitwirkung von Acervuliniden unterschieden werden:

a) Inkrustationsabfolgen, als Binder und Zementierer innerhalb der Riffgemeinschaften.

b) Laminierte Rotalgen-Acervuliniden-dominante Biokonstruktionen der tieferen Vorriffareale (vgl. MINNERY et al. 1985; DULLO et al. 1990).

c) *Acervulina*- und Corallinaceen-*Acervulina*-dominante Macroide und Rhodolithe (vgl. HOTTINGER 1983; REISS & HOTTINGER 1984; PILLER & PERVESLER 1989). In all diesen rezenten und vergleichbaren fossilen Inkrustationen zeigen die Acervuliniden und die meisten assoziierten Organismen eine vorherrschend krustige, gelegentlich auch krustig-knollige Morphologie. Diese zur optimalen Gewinnung von Lebensraum, Nahrung und Licht entwickelte Wachstumsstrategie kommt durch ständige Ausbreitung der Kammerlagen über dem Substrat zustande. (Abb. 1; Taf. 2, Fig. 3-4; Taf. 3, Fig. 3). Als wichtigste Steuerungsfaktoren für das Wachstum dünnkrustiger Taxa und ihrer Inkrustationsabfolgen gelten außer dem Environment vor allem Competition, inter-/intraspezifische Wechselwirkung und Predation.

Massives und ausgedehntes Vorkommen von vorherrschend columnar-fingerförmigen Acervuliniden ist, wie vorher beschrieben, nur aus dem Paleozän bekannt (Abb. 1; Taf. 3, Fig. 2,4,6). Bei dieser Wuchsform wird das Bedürfnis nach Lebensraum, Licht und Nahrung hauptsächlich unabhängig vom Substrat durch den rapiden Aufbau neuer Kammern bzw. Kammerlagen aus den darunterliegenden befriedigt. Dabei konnten sich die Individuen jedoch nur wenige Zentimeter über das Substrat erheben.

Die riffbildende Fähigkeit von *Acervulina ogormani* im Ilerd der Pyrenäen war das Produkt besonderer geologischer und ökologischer Bedingungen, welche das sukzessive Wachstum columnarer Generationen über längere Zeiträume förderte. PLAZIAT (1984), PLAZIAT & PERRIN (1992) und PERRIN (1987) machen insbesondere folgende Faktoren für den Aufbau monospezifischer *„Solenomeris reefs"* verantwortlich: Reduzierte bis fehlende Competition und Predation, moderate Wasserbewegung, relativ niedriger Sauerstoffgehalt, geringe Lichtenergie und Meeresspiegelfluktuationen. Der entscheidende Steuerungsfaktor scheint jedoch der Meeresspiegelanstieg gewesen zu sein, mit dem das Wachstum der Population von *A. ogormani* im Gegensatz zu den Korallen schritthalten konnte. Ein vergleichbares rezentes Beispiel für das enorme Wachstum einer Organismengruppe während eines Transgressionsprozesses liefern die karibischen Algenrücken („algal ridges", „algal caps"). ADEY (1975) führt die bis zu 12 m mächtigen, die praeholozänen Riffe überwuchernden Corallinaceen-dominanten Rücken von St. Croix/Virgin Islands auf holozänen Meeresspiegelanstieg zurück. Auch hier scheinen die überwachsenen pleistozänen Korallenriffe während des Transgressionsprozesses ertrunken zu sein.

DANK

Die vorliegenden Untersuchungen wurden im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Biogene Sedimentation" durchgeführt. Für die Bereitstellung von Personal- und Sachmitteln sind wir der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT zum aufrichtigen Dank verpflichtet. Die präparativen Arbeiten übernahm Herr H. MERTEL, während die Fotos und Reinzeichnungen der Abbildungen von Herrn F. HÖCK bzw. Herrn K. DOSSOW angefertigt wurden. Ihnen allen sei dafür herzlich gedankt. Besonderer Dank gilt Frau B. PFLIEGL-MOUSSAVIAN für Ihren ständigen Einsatz bei der Anfertigung des Manuskriptes.

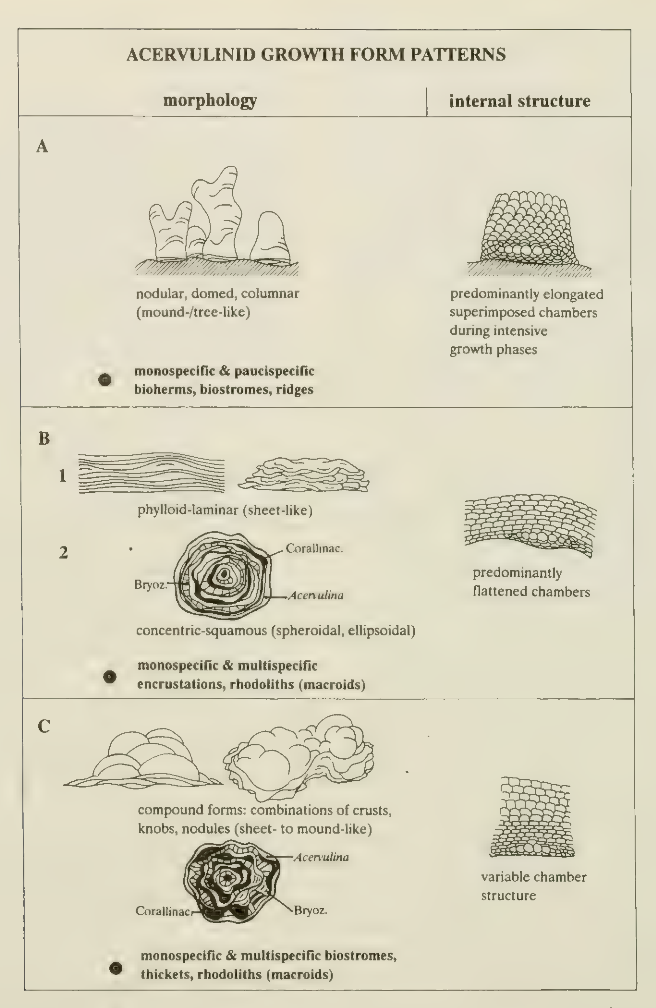


Abb. 1: Schematische Darstellung der Wuchsformen der inkrustierenden Acervulinidae am Beispiel von *Acervulina (=Solenomeris) ogormani* (Thanet - unteres Lutet); auch die jüngeren Arten *A. linearis* (oberes Cuis - oberes Priabon) und *A. inhaerens* (?oberes Miozän - Holozän) zeigen generell ähnliche Morphologien. Die Wachstumsstrategien stehen in direktem Zusammenhang mit Steuerungsfaktoren.

A: Knollige bis columnare Wuchsformen (mound-/tree-like). Die Individuen setzen ihr Wachstum im Spätstadium senkrecht zum Substrat fort. Die Kammerzyklen gehen allmählich in aufeinanderfolgende, mehr oder weniger horizontale Reihen über, in denen die Kammern der benachbarten Reihen höher und zunehmend übereinander aufgebaut wurden. Diese Wachstumsstrategie wird in erster Linie durch folgende Steuerungsfaktoren begünstigt: Meeresspiegelanstieg, spezielles Environment sowie stark reduzierte competitive Wechselwirkung. Mono- und paucispezifische wie auch massive Biostrome und in Ausnahmefällen auch Bioherme in vorwiegend oberen Litoralbereichen können dann die Folge sein.

B: Phylloid-laminare (sheet-like) Inkrustationen und laminar-konzentrische Rhodolithe und Macroide. Die primäre Wachstumsstrategie liegt hier in der Substratokkupation.

Gleich nach dem Juvenilstadium mit zyklisch angeordneten Periembryonalkammern setzt sich das Wachstum parallel zum Substrat fort. Der dadurch entstehende Bauplan besteht vorwiegend aus abgeflachten und aufeinander folgenden Kammerlagen. Die gleiche Wachstumsstrategie bestimmt auch die laminaren Rhodolithe und Macroide, deren einzelne Krusten um einen Kern konzentrisch aufgebaut sind. Als entscheidende Steuerungsmechanismen gelten competitive inter-/intraspezifische Wechselwirkung und längerfristige Stabilität des Environment.

Derartige laminare, monospezifische bis multispezifische Buildups und Rhodolithe bzw. Macroide entwickeln sich vorwiegend in tieferen Litoralbereichen bis weit unterhalb 100 m Tiefe.

C: Krustig/knollige Wuchsformen (sheet- to mound-like). Das Wachstum der einzelnen Individuen einschließlich der assoziierten Begleitorganismen ist durch kombinierte bzw. wechselnde Strategien gekennzeichnet: parallel bis senkrecht zum Substrat. Dies kann auf wechselnde bzw. unterschiedliche ökologische Bedingungen während des Wachstums bzw. innerhalb des Biotops zurückgeführt werden. Macroide und multispezifische Rhodolithe sowie verschiedene Inkrustationen des flachen bis tieferen Litoralbereiches der Plattformen sind die am weitesten verbreiteten känozoischen Sedimentkörper, an deren Aufbau die Acervulinidae beteiligt sind.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

ADEY, W.D. (1975): The algal ridges and coral reefs at St.Croix: their structure and Holocene development. - Atoll. Res. Bull., **187**: 67 S., 45 Abb.; Washington.

ANSELMANN, S. (1990): Geologische Kartierung des Gebietes um Albas (Corbières, S Frankreich) und Fazielle Untersuchungen der Garumnium-Einheiten (Maastricht bis oberes Paleozän) in der Umgebung von Albas (Corbières, S Frankreich). - Unveröff. Dipl.-Arb., Inst. Paläont. hist. Geol. Univ. München, 128 S., 79 Abb., 4 Tab., 1 geol. Kt.; München.

BOSELLINI, A. & GINSBURG, N. R. (1971): Form and internal structure of recent algal nodules (Rhodolites) from Bermuda. - J. Geol., **79**: 669-682, 13 Abb., 2 Tab.; Chicago.

BOSENCE, D. W. J. (1985): The „Coralligene" of the Mediterranean - a recent analog for Tertiary coralline algal limestones. - In: TOOMEY, D. F. & NITECKI, M. H. (Hrsg.), Paleoalgology, 216-225, 4 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).

BRADY, H. B. (1884): Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger, during the years 1873-1876. - Rep. Voy. Challenger, Zool., **9**: 814 S., 22 Abb., 116 Taf., 2 topogr. Kt.; London.

CARPENTER, W. B., PARKER, W. K. & JONES, T. R. (1862): Introduction to the study of the Foraminifera. - 319 S., 22 Taf., 47 Abb.; London (Hardwicke).

CARTER, H. J. (1876): On *Polytrema*. - Ann. Mag. Nat. Hist., (4), **17**: 185, Taf. 18-19; London.

CARTER, H. J. (1877): On a Melobesian form of Foraminifera (*Gypsina melobesioides*, mihi); and further observations on *Carpenteria monticularis*. - Ann. Mag. Nat. Hist., (4), **20**: 172-176; London.

CHAPMAN, F. (1902): The Foraminifera and introduction to the study of the Protozoa. - 354 S., 42 Abb.; London (Longmans, Green).

CUSHMAN, J. A. (1927): An outline of a reclassification of the Foraminifera. - Cushman Lab. Foram. Res., **3** (1): 1-105, Taf. 1-21; Sharon.

CUSHMAN, J. A., TODD, R. & POST, R. J. (1954): Recent Foraminifera of the Marshall Islands. - U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., **260-H**: 319-384, Taf. 82-93, 3 Abb., 5 Tab.; Washington.

DIENI, I., MASSARI, F. & POIGNANT, A. F. (1979): Testimoniaze di Paleocene marino in Sardegna. - Riv. Ital. Paleont., **85** (2): 481-516, Taf. 45-50; Milano.

DULLO, W.-C., MOUSSAVIAN, E. & BRACHERT, T. (1990): The foralgal crust facies of the deeper fore reefs in the Red Sea: a deep diving survey by submersible. - Géobios, **23** (3): 261-282, 3 Abb., Fig. 1-4; Lyon.

EICHENSEER, H. (1988): Facies Geology of Late Maastrichtian to Early Eocene Coastal and Shallow Marine Sediments (Tremp-Grams Basin, Northeastern Spain). - Arbeiten Inst. Geol. Paläont. Univ. Tübingen, 237 S., 131 Abb.; Tübingen.

ELLIOTT, G. F. (1964): Tertiary Solenoporacean Algae and the reproductive structures of the Solenoporaceae. - Palaeontology, **7** (4): 695-702, Taf. 104-108; London.

FAGERSTROM, J. A. (1988): The Evolution of Reef Communities. - 600 S., 65 Abb., 51 Fig., 59 Tab.; New York (John Wiley & Sons).

FAGERSTROM, J. A. (1988): A Structural Model for Reef Communities. - Palaios, **3** (2): 217-220, 1 Tab.; Tulsa.

GALLOWAY, J. J. (1933): A manual of Foraminifera. - 483 S., 42 Taf.; Bloomington (Principia).

HAGN, H. (1972): Über kalkalpine paleozäne und untereozäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12**: 113-124, Taf. 7-8, 1 Abb.; München.

HAGN, H. (1976): Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **16**: 113-133, Taf. 11-13, 2 Abb.; München.

HAGN, H. (1983): Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtberg-Schotters (Ottnang, Subalpine Molasse) N Salzburg. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **23**: 125-150, Taf. 1-3, 1 Abb.; München.

HAGN, H. (1989): Über einige bedeutende Kreide- und Alttertiärgerölle aus der Faltenmolasse des Allgäu. - Geologica Bavarica, **94**: 47, Taf. 1-10, 1 Abb.; München.

HAGN, H. & WELLNHOFER, P. (1967): Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserburg. Mit einem Beitrag von ALFRED SELMEIER. - Geologica Bavarica, **57**: 205-288, Taf. 1-12, 5 Abb.; München.

HAGN, H. & MOUSSAVIAN, E. (1980): Die Gosau und Alttertiärgerölle des Westerbuchbergs (Unt. Eger, Subalpine Molasse, Chiemgau). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20**: 137-157, Taf. 11-12, 2 Abb.; München.

HAGN, H., HILLEBRANDT, A. V., LINDENBERG, H. G., MALZ, H., MARTINI, E., MOUSSAVIAN, E. & ULLRICHS, M. (1981): Kalkalpines Mesozoikum und Alttertiär zwischen Reit im Winkl und dem Inn. - In: HAGN, H. (Hrsg.), Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82**: 133-159, 4 Abb.; München.

HANZAWA, S. (1945): Note on an Eocene Foraminiferal Limestone from New Britain. - Jap. J. Geogr., **20** (2-4): 59-61, Taf. 14-15; Tokio.

HANZAWA, S. (1957): Cenozoic Foraminifera of Micronesia. - Geol. Soc. America, Mem., **66**: 1-163, Taf. 1-41, 12 Abb., 7 Tab.; New York.

HANZAWA, S. (1959): Occurrence of the Foraminiferal Species *Acervulina linearis* HANZAWA from St. Bartholomeu I., French West Indies. - J. Paleont., **33**: 843-845, Taf. 117; Tulsa.

HOFKER, J. (1927): The Foraminifera of the Siboga Expedition. Part I. Families Tinoporidae, Rotaliidae, Nummulitidae, Amphisteginidae. - Siboga-Expeditie IV: 1-78, Taf. 1-38, 11 Abb.; Leiden.

HÖFLING, R. (1989): Distribution patterns of agglutinated foraminifera in Upper Cretaceous rudistid-dominated palaeoenvironments. - Abstr. IWAF III: 49; Tübingen.

HÖFLING, R. (1992): Eine erweiterte Rifftypologie und ihre Anwendung auf kretazische Biokonstruktionen. - Unveröffentl. Habilitationsschrift Univ. München, 270 S., 31 Abb., 34 Taf.; München.

HÖFLING, R. & MOUSSAVIAN, E. (1990): Paleocene acervulinid foraminifera; their role as encrusting, rhodolith-forming and reef-building organisms. - Abstr. 13th Int. Sedimentol. Congr.: 227-228; Nottingham.

HOTTINGER, L. (1983): Neritic Macroid Genesis, an Ecological Approach. - In: PERYT, T., Coated Grains, 38-55, 30 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer Verlag).

HÜRTER, A. (1990): I. Geologische Kartierung des Gebietes zwischen Villerouge-Termenés und Albas (Südwest-Frankreich). II. Palökologische Untersuchungen der paleogenen Mergel-Plattensandstein-Folge in der Série Nummulitique der Carbières (Südwest-Frankreich). - Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. Paläont. hist. Geol. Univ. München, 34+65 S., 6 Taf., 15+26 Abb., 1 geol. Kt.; München.

JACKSON, J. B. C. (1979): Morphological strategies of sessile animals. - In: LARWOOD, G. P. & ROSEN, B. R. (Hrsg.), Biology and Systematic of Colonial Organisms, 499-555, 13 Abb., 13 Tab.; New York.

JOHNSON, J. H. & KASKA, H. V. (1965): Fossil Algae from Guatemala. - Prof. Contr. Colorado School Mines, **1**: 152 S., 47 Taf., 44 Tab.; Golden.

LINDSY, M. (1913): On *Gypsina plana* CARTER, and the relation of the Genus. - Trans. Linn. Soc. London, (2, Zool.), **16**: 45-51, 6 Abb.; London.

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1964): Sarcodina Chiefly „Thecamoebians" and Foraminifera. - In: MOORE, R. C. (Hrsg.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C. Protista 2, 2 Bände: 1-XXXI, C1-900, 653 Abb.; Lawrence (Univ. Kansas Press).

LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. - 2 Bände. I (Text): 970 S., II (Tafeln): 220 S., 847 Taf.; New York (van Norstrand Reinhold).

MASLOV, V. P. (1956): Iskopaemye izvestkovye vodorosli SSSR. - Akad. Nauk SSSR, Trudy Inst. Geol. Nauk, **160**: 301 S., 86 Abb., 9 Tab., 136 Taf.; Moskva.

MINNERY, G. A., REZAK, R. & BRIGHT, T. J. (1985): Depth-Zonation and Growth Form of Crustose Coraline Algae: Flower Garden Bank, Northwestern Golf of Mexico. - In: TOOMEY, D. F. & NITECKI, M. H. (Hrsg.), Paleoalgology, 237-242, 5 Taf.; Palermo.

MOUSSAVIAN, E. (1984): Die Gosau- und Alttertiär-Gerölle der Angerberg-Schichten (Höheres Oligozän, Unterinntal, Nördliche Kalkalpen). - Facies, **10**: 1-86, Taf. 1-11, 4 Abb., 7 Tab.; Erlangen.

MOUSSAVIAN, E. (1989): Über die systematische Stellung und die Bestimmungskriterien der Solenoporaceen (Rhodophyceae). - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **109**: 51-91, Taf. 1-6; Frankfurt.

MOUSSAVIAN, E. (1992): On Cretaceous Bioconstructions: Composition and Evolutionary Trends of Crust-building Associations. - Facies, **26**: 117-144, 1 Abb., Taf. 23-30; Erlangen.

NEUMANN, M. (1986): Le genre Orbitoides. I. Réfléxions sur les espèces primitives attribuées a ce genre. - Rev. Micropaléont., **29** (4): 220-261, 25 Abb., Taf. 1-6; Paris.

PERRIN, C. (1987): *Solenomeris*, un foraminifère Acervulinidae constructeur de récifs. - Rev. Micropaléont., **30** (3): 197-206, 3 Abb., Taf. 1-3; Paris.

PFENDER, J. (1926): Sur les organismes du Nummulitique de la colline de San Salvador près Camarasa (province de Lerida, Catalonge). - Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., **26**: 321-330, Taf. 8-15; Madrid.

PILLER, W. & PERVESLER, P. (1989): The Northern Bay of Safaga (Rad Sea, Egypt): an actuopalaeontological approach. I. Topographie and Bottom facies. - Beitr. Paläont. Österr., **15**: 103-147, 8 Abb., Taf. 1-10, 1 Kt; Wien.

PLAZIAT, J.-C. (1984): Le Domaine Pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, Paléoenvironnements et évolution paléogéographique. - Thése, Univ. Paris-Sud., 1362 S., 528 Abb.; Paris.

PLAZIAT, J.-C. & PERRIN, C. (1992): Multikilometer-sized reefs build by foraminifera (*Solenomeris*) from the early Eocene of the Pyrenean domain (S. France, N. Spain): Palaeoecologic relations with coral reefs. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **96**: 195-231, 31 Abb.; Amsterdam.

POIGNANT, A.-F. & BLANC, P. L. (1974): Les Algues calcaires du Crétacé supérieur des rides de Villegrains-Landiras et Roquefort-Créon (Aquitaine centrale). - Géobios., **7** (1): 71-75, Taf. 13 -14; Lyon.

RAO, S. R. N. & VARMA, C. P. (1953): Fossil algae from the Salt Range. - Palaeobotanist, **2**: 19-23, 2 Taf.; Lucknow.

REHBACH, K. (1990): Geologische Kartierung des Gebietes zwischen Villerouge-Termenés und Albas (Corbières, Süd-Frankreich) und Fazielle Untersuchungen der Miliolidenkalke des unteren Ilerd im Gebiet zwischen Villerouge-Termenés und Albas (Corbières, Süd-Frankreich). - Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. Paläont. hist. Geol. Univ., 142 S., 70 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt.; München.

REISS, Z. & HOTTINGER, L.(1984): The Gulf of Aquaba. Ecological Micropaleontology. - Ecological Studies, **50**: 354 S., 207 Abb.; Berlin-Heidelberg (Springer).

SCHULTE, S., DAVAUD, E. & WERNLI, R. (1993): Les bioconstructions à foraminifères de l'Urgonien du Massif du Haut-Giffre (Hte. Savoie, France). - Bull. Soc. géol. France (in press).

SILVESTRI, A. (1937): Foraminifera dell'Oligocene e del Miocene della Somalia. - Palaeontogr. Ital., **32** (2): 45-264, Taf. 4-22; Siena.

TAPPAN, H. (1980): The Palaeobiology of plant protists. - 1028 S., 572 Abb.; San Francisco (Freeman).

TRAUTH, F. (1918): Das Eozänvorkommen bei Radstadt im Pongau und seine Beziehung zu den gleichaltrigen Ablagerungen bei Kirchberg am Wechsel und Wimpassing am Leithagebirge. - Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **95**: 171-278, 5 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Wien.

TOOMEY, D. F. (1975): Rhodolits from the Upper Paleozoic of Kansas and the Recent - a comparison. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1975** (4): 242-255; Stuttgart.

UHLIG, V. (1886): Ueber eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen. - Jb. K. K. Geol. Reichsanst., **36**: 141-214, Taf. 2-5, 13 Abb.; Wien.

WENDT, J. (1969): Foraminiferen-"Riffe" im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). - Paläont. Z., **43** (3/4): 177-193, 7 Abb., Taf. 21-22; Stuttgart.

WRAY, J. L. (1977): Calcareous Algae. - 185 S., 170 Abb., 7 Tab.; Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier).

YABE, H. (1918): Notes on a *Carpenteria*-Limestone from B. N. Borneo. - Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Sec. Ser. (Geol.), **5**: 15-30, 2 Tab., Taf. 3-5; Sendai.

YABE, H. & HANZAWA, S. (1929): Tertiary Foraminiferons Rocks of the Philippines. - Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Sec. Ser. (Geol.), **11** (3): 137-189, 1 Tab., Taf. 15-27; Sendai.

YABE, H. & HANZAWA, S. (1930): Tertiary Foraminiferons Rocks of Taiwan (Formosa). - Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Sec. Ser. (Geol.), **14** (1): 1-46, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 1-16; Sendai.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	277–293	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Nummuliten und Assilinen aus dem Eozän des Krappfeldes in Kärnten (Österreich)

Von

AXEL VON HILLEBRANDT*)

Mit 8 Abbildungen und 4 Tafeln

KURZFASSUNG

Die ältesten Tertiärsedimente des Krappfeldes enthalten Nummuliten und Assilinen des basalen Cuisiums. Die jüngsten Großforaminiferenschichten des Eozäns bei Guttaring gehören noch dem unteren Cuisium an. Der Übergang von der Sittenberg-Formation in die Dobranberg-Formation westlich Klein St. Paul findet im oberen Teil des unteren Cuisiums statt. In den Plattformkalken der Dobranberg-Formation ließen sich außerdem mit Nummuliten und Assilinen das mittlere und obere Cuisium sowie der tiefere Teil des mittleren Lutetiums nachweisen. Das untere Lutetium wird in Fossilschuttkalken mit Alveolinen vermutet. Aus dem mittleren Lutetium werden zwei neue Arten der Gattung *Nummulites* (*N. carinthicus*, *N. krappfeldensis*) beschrieben, die sich gut in bereits bekannte phylogenetische Entwicklungsreihen einfügen lassen.

ABSTRACT

The oldest sediments of Tertiary age of the Krappfeld area are yielding *Nummulites* and *Alveolina* of basal Cuisian age. The youngest strata containing larger foraminifera of Eocene age near Guttaring are still of Early Cuisian age. The transition from the Sittenberg Formation into the Dobranberg Formation west of Klein St. Paul takes place in the upper part of the Lower Cuisian. Moreover, the Middle and Upper Cuisian as well as the lower part of the Middle Lutetian were proved by *Nummulites* and *Assilina* in the carbonate platform of the Dobranberg Formation. The Lower Lutetian is supposed to be present in detrital limestones with *Alveolina*. Two new species of the genus *Nummulites* are described from the Middle Lutetian which can well be integrated into already known phylogenetic lines of evolution.

1. EINLEITUNG

Seit der Arbeit von VAN HINTE (1963) liegen über das Eozän des Krappfeldes keine speziellen Publikationen vor. Das Eozän des Krappfeldes wurde von diesem Autor als Guttaring-Gruppe bezeichnet, die östlich Guttaring und im Gebiet westlich Klein St. Paul ansteht. VAN HINTE (1963) unterscheidet im Gebiet von Guttaring drei lithologische Einheiten: Speckbauer-Roter Ton, Höhwirt-Folge und Sonnberg-Nummulitenschichten. Im Gebiet des Dobranberges, westlich Klein St. Paul, unterteilte VAN HINTE (1963) die Guttaring-Gruppe in die Sittenberg-Folge und die Dobranberg-Nummulitenschichten. Die Speckbauer-Roten Tone sind nach VAN HINTE (1963) am Dobranberg bedeutend schwächer oder stellenweise überhaupt nicht ausgebildet. Nach WOLTER et al. (1982) handelt es sich bei diesen roten Tonen um spätere Rotverfärbungen verwitterter Oberkreidemergel oder eozäner Tone.

VAN HINTE (1963) bearbeitete und beschrieb vor allem die im Eozän des Krappfeldes angetroffenen Kleinforaminiferen. Die Großforaminiferen der tiefsten Probe der Sittenberg-Folge wurden nach Bestimmungen von SCHAUB (in VAN HINTE 1963: 32, 123) zunächst in den Übergangsbereich Oberpaleozän-Untereozän und nach SCHAUB (1981: 38) in das basale Cuisium

*) Prof. Dr. AXEL VON HILLEBRANDT, Institut für Geologie und Paläontologie, TU Berlin, Straße des 17. Juni 145, D-10623 Berlin.

gestellt. Der gleiche Autor untersuchte auch von VAN HINTE am Sonnberg bei Guttaring aufgesammelte Großforaminiferen-Proben, die ebenfalls in das basale Cuisium gestellt wurden (SCHAUB 1981: 38). Die Dobranberg-Nummulitenschichten reichen nach VAN HINTE (1963) aufgrund des Vorkommens von *Actinocyclina* und *Stomatorbina* in das Mitteleozän (Lutetium). Beide Gattungen kommen jedoch bereits im Cuisium vor.

Aus der Dobranberg-Formation (= Dobranberg-Nummulitenschichten im Sinne von VAN HINTE 1963) wurden bisher an Großforaminiferen keine Artbestimmungen durchgeführt. Es erschien deshalb dringend notwendig und auch lohnend, Großforaminiferen dieser Schichtfolge zu bearbeiten, um auch Aussagen über die Altersstellung der jüngsten Horizonte der Dobranberg-Formation machen zu können. Im Juli 1989 führte der Autor im Eozän des Krappfeldes, anläßlich einer Kartierungsübung der Technischen Universität Berlin im Bereich des Krappfeldes, erste Geländeuntersuchungen durch. Während einer zweiten Kartierungsübung im September 1992 sammelte der Autor vor allem in den Kalken der Dobranberg-Formation Gesteinsproben mit Nummulitidae. Geländebegehungen am Sonnberg westlich Guttaring ergaben, daß dort die jüngsten Kalke mit Großforaminiferen wahrscheinlich nicht über das untere Cuisium hinausreichen.

Die Sittenberg-Formation (= Sittenberg-Folge im Sinne von VAN HINTE 1963) und die direkte Überlagerung durch die Dobranberg-Formation ist zur Zeit sehr schlecht aufgeschlossen. Im Bereich des Bachs östlich des Bauernhofes Unterstein kommen Mergel mit Großforaminiferen des unteren Cuisiums vor, wie sie auch auf der Ostseite des Sittenberges an mehreren Stellen aufgeschlossen sind. Die Dobranberg-Formation wurde vor allem am Fuchsofen, am Sittenberg und im Gebiet nordöstlich von Unterstein untersucht. Die Dobranberg-Formation wird von zahlreichen Verwerfungen durchzogen, so daß verschieden alte Gesteine dieser Formation nebeneinander liegen können. So verläuft durch die Ostseite des Sittenberges



Abb. 1: Übersichtskarte mit den Lokalitäten 1 bis 14.

eine N/S-streichende Verwerfung, wobei der Ostteil so stark abgesenkt ist, daß die Sittenberg-Formation zweimal vorhanden ist. Bei der Dobranberg-Formation handelt es sich um Sedimente einer Karbonatplattform, in denen Großforaminiferen (*Orbitolites*, *Alveolina*, *Nummulites*, *Assilina*, *Operculina*, *Discocyclina*) häufig gesteinsbildend auftreten. Die Kalke sind oft reich an milioliden und rotaliiden Kleinforaminiferen sowie Kalkalgen. An Megafossilien kommen Korallen, Muscheln, Gastropoden, Seeigel, Bryozoen und Krebsreste vor.

2. BESCHREIBUNG DER FUNDPUNKTE UND ALTERSSTELLUNG

Gesteinsproben wurden am Fuchsofen, Sittenberg und bei Unterstein (Abb. 1) der Sittenberg- und Dobranberg-Formation entnommen. Bereits im Gelände wurde versucht, Äquatorialschnitte von Nummuliten und Assilinen zu erhalten, was besonders gut bei wenig oder schlecht zementierten Kalken gelang. Bei diesen Kalken sind die Kammern der Großforaminiferen häufig noch hohl oder nur unvollständig von Kalzit ausgefüllt und lassen sich dadurch besser spalten. Bei wenigen Fundpunkten gelang es Großforaminiferen aus den Kalken zu isolieren, die im Labor durch Erhitzen äquatorial gespalten werden konnten. Es wurde im Gelände vor allem der mittlere und obere Teil der Dobranberg-Formation beprobt, da Fauneninhalt und Alter dieses Profilabschnitts am wenigsten bekannt war. Es wurden nur Gesteinsproben mit Nummulitidae untersucht. Eine Bearbeitung der übrigen Großforaminiferen (vor allem *Alveolina*) steht noch aus, dürfte jedoch wichtige zusätzliche biostratigraphische Daten liefern, da die Kalke mancher Profilabschnitte keine Nummulitiden,

Biostratigraphisches Alter			Nummuliten und Assilinen	Lithostratigraphisches Alter	
EOZÄN	LUTETIUM	mittleres 2			
		mittleres 1	*N. praeaturicus* *N. hilarionis* *N. beneharnensis* *N. boussaci* *N. praediscorbinus* *N. krappfeldensis n.sp.* *N. millecaput* *N. carinthicus n.sp.* *Ass. spira planospira*	Dobranberg - Formation	Guttaring - Gruppe
		unteres	mit Nummulitidae nicht nachgewiesen		
	CUISIUM	mittleres / oberes	*N. kapellosi* *N. manfredi* *Ass. laxispira* *N. tauricus* *Ass. laxispira* Übergangsform *A. laxispira - A. maior* *N. burdigalensis cantabricus* *N. pustulosus* *Ass. laxispira*		
		unteres	*N. burdigalensis burdigalensis* *Ass. placentula*		
		unteres basales	*N. burdigalensis kuepperi* *N. increscens* *N. bearnensis* *Ass. placentula* Übergangsf. *A. pomeroli - A. placentula*	Sittenberg-Formation	

Abb. 2: Bio- und lithostratigraphische Verbreitung der angetroffenen Nummuliten und Assilinen.

sondern vor allem *Alveolina* enthalten. Es sind alle Übergänge zwischen Fossilschuttkalken ohne oder mit wenigen Großforaminiferen, Kalken mit *Alveolina* und Nummulitidae und Kalken mit vorwiegend Nummulitidae vorhanden. Die unterschiedliche biofazielle Ausbildung der Kalke dürfte vor allem durch unterschiedliche Wassertiefen, eventuell auch Strömungen verursacht worden sein.

2.1 FUCHSOFEN

Der Fuchsofen ist der höchste Punkt des Dobranberges und es liegen an ihm die Lokalitäten 1 bis 7.

Die Lokalität 1 liegt am Westende der aufgelassenen Mergelgrube auf der NE-Seite des Fuchsofens, in der der Kohlehorizont der Sittenberg-Formation ansteht. Aus Mergeln ausgeschwemmte Großforaminiferen (vor allem *Nummulites* und *Assilina*) und Gesteinsstücke mit auswitternden Nummulitiden sind im Hangschutt anzutreffen (u. a. *Nummulites burdigalensis* ssp. und *N. bearnensis*).

Die Lokalitäten 2 bis 7 befinden sich im Steinbruch auf der Südostseite des Fuchsofens. Die untere Steinbruchwand ist ca. 18 m hoch. In Richtung Fuchsofen versetzt folgen weitere, kleinere Abbauwände. Die Lagerung der Kalke ist flach. Durch den Steinbruch ziehen schwer erkennbare Störungen. Die Kalke des nordwestlichen Teils sind älter als die des südwestlichen Teils. Die Lokalitäten 2 und 3 befinden sich in der Steilwand des südwestlichen Teils des Steinbruchs. Bis 14 m über der Basis handelt es sich vorwiegend um Fossilschuttkalke mit mehr oder weniger häufig *Alveolina*, *Orbitolites*, milioliden und rotaliiden Kleinforaminiferen sowie *Lithothamnium*. Bestimmbare Nummulitidae wurden nicht gefunden.

Lokalität 2 liegt 14 bis 15 m über der Basis. Die Fossilschuttkalke sind hier reich an Krebsresten und *Nummulites krappfeldensis* n. sp. kommt zum Teil nesterartig angereichert vor. Ab diesem Niveau sind Nummuliten häufiger, jedoch treten weiterhin Kalke mit häufig Milioliden und Lithothamnien ohne Nummuliten auf.

Lokalität 3 liegt an der Oberkante der großen Steinbruchwand, ca. 18 m über der Basis. *Nummulites krappfeldensis* n. sp. ist in den Fossilschuttkalken selten, Lithothamnienknollen sind häufig und es kommen langgestreckte *Alveolina* vor. Zurückversetzt folgt eine zweite, etwa 4 m hohe Stufe, in deren unterem Teil die Lokalität 4 liegt. Die Kalke stimmen faziell mit denen der Lokalität 2 überein und es kommt ebenfalls *Nummulites krappfeldensis* n. sp. vor. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß zwischen den Lokalitäten 2 und 4 eine Verwerfung liegt und beide Horizonte gleichaltrig sind. Es folgt nach einer kurzen Verflachung eine weitere ca. 4 m hohe Stufe und darüber nochmals eine letzte ca. 10 m hohe Stufe, in deren obersten Teil die Lokalität 5 liegt. Es stehen zumeist schlecht zementierte Kalke an, die reichlich kanten- bis gutgerundete Quarzgerölle bis 3 mm Durchmesser und häufig *Nummulites hilarionis* sowie selten *N. beneharnensis* enthalten. Die Kammern der Nummuliten sind hohl oder nur zum Teil mit Kalzit ausgefüllt.

Lokalität 6 liegt 1 bis 2 m über Lokalität 5 und besteht aus schlecht anstehenden, dichten Kalken und direkt darüber liegenden (nicht anstehend) Blöcken von schlecht zementierten Kalken. In beiden Faziestypen sind Nummuliten sehr häufig und es treten die gleichen Arten auf: *Nummulites carinthicus* n. sp. (sehr häufig), *N. boussaci* (selten), *N. praediscorbinus* (selten) und *Assilina spira planospira* (sehr selten).

Lokalität 7 befindet sich im nördlichen Teil des Steinbruchs und liegt in gleicher Höhe wie der untere Teil der letzten Stufe. Es sind gut zementierte Kalke mit nesterartig angereicherten *Nummulites burdigalensis* cf. *cantabricus* und *Assilina laxispira*.

Die Lokalitäten 2 bis 6 gehören dem mittleren Lutetium an. Die Lokalität 7 ist in das mittlere Cuisium einzustufen, die durch eine im Steinbruch kaum erkennbare Verwerfung gegen den Südteil des Steinbruchs herausgehohen ist.

Unterhalb des Steinbruchs der Lokalitäten 2 bis 7, an der Fahrstraße zum tiefer gelegenen, großflächigen Steinbruch des Fuchsofens, stehen 1 bis 2 m unter dem Basisniveau des Steinbruchs am Fuchsofen (Lok. 2 bis 7) dichte Kalke an, die Nummuliten (keine guten Äquatorialschnitte) des mittleren oder oberen Cuisiums enthalten. Die ca. 14 m mächtigen Fossilschuttkalke von der Steinbruchbasis bis zur Lokalität 2 liegen zwischen dem mittleren/oberen Cuisium und dem tieferen Teil des mittleren Lutetiums. Sie könnten das untere Lutetium enthalten, das bisher mit Nummulitiden nicht im Krappfeld-Eozän nachgewiesen werden konnte und mit Hilfe der in diesem Profilabschnitt häufig auftretenden *Alveolina* überprüft werden könnte.

Im unteren, großflächigen Steinbruch stehen hauptsächlich Alveolinenkalke an, vereinzelt treten *Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclina*, *Operculina* und *Orbitolites* auf. Die Kalke können in das Cuisium (wahrscheinlich vor allem mittleres Cuisium) gestellt werden.

2.2 SITTENBERG

Die Lokalitäten 8 bis 10 befinden sich am Sittenberg südöstlich von Klein St. Paul. Das Handstück der Lokalität 8 (E 1882 GF) stammt von der Bergkuppe des Sittenbergs, die zwischen Winkler im Boden und Schetschich liegt. In den dichten Fossilschuttkalken sind besonders B-Formen von *Nummulites tauricus*, *Assilina laxispira*, Übergangsformen von *Ass. laxispira* zu *Ass. maior* und *Operculina* cf. *escheri* häufig. Die Kalke sind in den Grenzbereich vom mittleren zum oberen Cuisium oder in das obere Cuisium einzustufen. Die Lokalität 9 liegt am Gipfel von Punkt 873. In den dichten Fossilschuttkalken sind Nummulitidae (A- und B-Formen) häufig: *Nummulites kapellosi*, *N. manfredi*, *Assilina laxispira* und *Operculina* cf. *marinellii*. Die Kalke gehören dem oberen Cuisium an.

Die Lokalität 10 befindet sich ca. 300 m nördlich Punkt 873 auf der Ostseite des Sittenbergs im Bereich einer aufgelassenen Kohlenmine. In plattigen Sandsteinen mit Muschelpflastern kommt *Nummulites bearnensis* vor. Diese Schichten können wahrscheinlich in das basale Cuisium gestellt werden.

2.3 UNTERSTEIN

Die Lokalitäten 11 bis 14 liegen nordöstlich des Bauernhofes Unterstein. Der Bauernhof liegt in einem E/W-streichenden Tal und bildet die Grenze zwischen der Sittenberg-Formation

(aufgelassene Kohlenmine) und der Dobranberg-Formation, die hier zumindest 80 m mächtig ist. Im basalen Teil der Fossilschuttkalke herrschen Alveolinen vor, im mittleren Teil treten sowohl Alveolinen- als auch Nummulitenkalke auf und der obere Teil besteht aus Fossilschuttkalken, die in mehreren Horizonten reich an Nummuliten sein können. Der untere und mittlere Teil der Kalke enthält Großforaminiferen des Cuisiums.

Die Lokalitäten 11 bis 13 befinden sich im oberen Teil der Kalke. Die Lokalitäten 11 und 12 liegen an einem blind endenden Forstweg, der von der Forststraße, die von Unterstein zum Sittenberg führt, bei ca. 740 m abzweigt. Lokalität 11 befindet sich ca. 300 m östlich der Abzweigung, unmittelbar vor einer Kurve durch ein Trockental. In Fossilschuttkalken mit milioliden und rotaliiden Kleinforaminiferen kommen einzelne B-Formen von *Nummulites praeaturicus* vor. Aus dem gleichen Niveau im Meterbereich stammen schlecht zementierte Kalke mit A-Formen von *Nummulites boussaci*, *N. millecaput* und *Assilina spira* cf. *planospira*. Lokalität 12 liegt 120 bis 140 m östlich der Abzweigung in etwa gleicher stratigraphischer Lage wie die Lokalität 11. Es stehen gut und schlecht zementierte Fossilschuttkalke an, in denen zum Teil massenhaft A- und B-Formen von *Nummulites millecaput* angereichert sind. *Nummulites boussaci* ist sehr viel seltener.

Die Kalke der Lokalitäten 11 und 12 können in den tieferen Teil des mittleren Lutetiums eingestuft werden. Wie am Fuchsofen, so ließ sich auch im Profil von Unterstein bisher das untere Lutetium nicht nachweisen.

Lokalität 13 liegt an der Forststraße von Unterstein zum Sittenberg bei ca. 780 m (östlich Punkt 784), an der Wegkreuzung bei der 5 Wege abzweigen und ca. 120 m NNE Lokalität 11 in deren Profilfortsetzung. Bei der Annahme einer ungestörten Schichtfolge liegt die Lokalität 12 etwa 40 m im Hangenden der Lokalitäten 11 und 12. In den teilweise unvollständig zementierten Kalken kommen die gleichen Nummuliten wie an der Lokalität 12 vor. *Nummulites boussaci* ist jedoch häufiger. Die Kalke der Lokalität 13 gehören deshalb ebenfalls dem unteren Teil des mittleren Lutetiums an.

Lokalität 14 liegt auch an einem blind endenden Forstweg, der östlich Lokalität 13 von der Forststraße Unterstein-Sittenberg abzweigt. Es handelt sich um gut zementierte Fossilschuttkalke mit *Nummulites burdigalensis cantabricus*, *N. pustulosus*, *Assilina laxispira* und *Operculina* cf. *marinellii*. *Nummulites burdigalensis cantabricus* ist am häufigsten und wittert auf Gesteinsflächen aus. Die Kalke sind in das mittlere Cuisium einzustufen. Zwischen den Lokalitäen 11 bis 13 und der Lokalität 14 muß eine wahrscheinlich N/S-streichende Verwerfung verlaufen, die den östlichen Block herausgehoben hat.

3. BESCHREIBUNG DER NUMMULITEN UND ASSILINEN

Das Belegmaterial zu dieser Arbeit wird in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie (BSP) in München unter den Inventarnummern E 1875-E 1916 und Prot. 6074-Prot. 6138 aufbewahrt.

3.1 GRUPPE DES *NUMMULITES BURDIGALENSIS*

Schaub (1981) teilt die an Arten umfangreiche Gruppe des *N. burdigalensis* auf in eine allgemeine „Wurzel“ der Gruppe des *N. burdigalensis* und einen Stamm des *N. perforatus* s. str. mit verschiedenen Zweigen. Aus dem tieferen Eozän des Krappfeldes gibt Schaub (1981) *N. burdigalensis kuepperi* und *N. burdigalensis burdigalensis* an. *N. burdigalensis kuepperi* kommt vor allem in den ältesten Nummulitenschichten bei Guttaring (Sonnberg Nummulitenschichten) und in der Sittenberg-Formation vor, während *N. burdigalensis burdigalensis* in den höheren Sonnberg Nummulitenschichten und im Übergangsbereich von der Sittenberg-Formation in die Dobranberg-Formation auftritt. Im unteren Teil der Dobranberg-Formation ist *N. burdigalensis* s. l. zum Teil sehr häufig. Im oberen Teil der Dobranberg-Formation wurden weitere Arten aus dem Stamm des *N. perforatus* s. str. gefunden.

Tafel 1

Fig. 1 — *Nummulites burdigalensis cantabricus* Schaub, B-Form. - (Prot. 6074 = 14/4), Äquatorialschnitt, Lokalität 14, mittleres Cuisium.

Fig. 2 a, b — *Nummulites kapellosi* Schaub. - a: B-Form (Prot. 6075 = 9/5a), b: A-Form (Prot. 6076 = 9/5b); Äquatorialschnitte, Lokalität 9, oberes Cuisium.

Fig. 3-7 — *Nummulites hilarionis* Schaub. - Fig. 3-4: B-Form; Fig. 3: Oberfläche, äußere Umgänge Äquatorialschnitt (Prot. 6077 = 5/7), Fig. 4: Äquatorialschnitt (Prot. 6078 = 5/1); Fig. 5-7: A-Formen, Äquatorialschnitte; 5: Prot. 6079 = 5/5, 6: Prot. 6080 = 5/4, 7: Prot. 6081 = 5/3; Lokalität 5, mittleres Lutetium 1.

Fig. 8 — *Nummulites beneharnensis* (De La Harpe), B-Form. - Äquatorialschnitt (Prot. 6082 = 5/2), Lokalität 5, mittleres Lutetium 1.

Fig. 9 — *Nummulites praeaturicus* Schaub, B-Form. - Äquatorialschnitt (Prot. 6083 = 11/2), Lokalität 11, mittleres Lutetium 1.

Fig. 10 — *Nummulites tauricus* (De La Harpe), B-Form. - Äquatorialschnitt (Prot. 6084 = 8/4); Lokalität 8, Grenzbereich mittleres/oberes Cuisium oder oberes Cuisium.

Fig. 11-15 — *Nummulites boussaci* (Rozlozsnik). - Fig. 11: B-Form, Äquatorialschnitt (Prot. 6085 = 6/11); Fig. 12: B-Form, Oberfläche (Prot. 6086 = 6/26); Fig. 13-14: A-Formen, Äquatorialschnitte, 13: Prot. 6087 = 6/14, 14: Prot. 6088 = 6/20; Fig. 11-14: Lokalität 6, mittleres Lutetium 1; Fig. 15: B-Form, Äquatorialschnitt (Prot. 6089A = 13/1), Lokalität 13, mittleres Lutetium 1.

Vergrößerung jeweils 5fach


1
2a
3
9
5
2b
8
6
7
4
10
11
13
14
15
12
1 cm

Nummulites burdigalensis cantabricus SCHAUB, 1981
Taf. 1, Fig. 1

1981 *Nummulites cantabricus* nov. ssp. - SCHAUB: 82, Abb. 72, 81; Taf. 4, Fig. 9, Taf. 5, Fig. 19-26, 33-45; Tab. 2 e (hier weitere Literatur).

Material und Beschreibung: An der Lokalität 14 wurde *N. burdigalensis cantabricus* zusammen mit *N. pustulosus* und *Assilina laxispira* gefunden. An der Lokalität 7 ist diese Unterart wahrscheinlich ebenfalls vorhanden. Die A- und B-Formen der Lokalität 14 stimmen in den äußeren und inneren Dimensionen mit *N. burdigalenis cantabricus* überein.

Altersstellung: *N. burdigalensis cantabricus* ist nach SCHAUB (1981) eine Leitform für das mittlere Cuisium.

Nummulites kapellosi SCHAUB, 1981
Taf. 1, Fig. 2 a, b

1981 *Nummulites kapellosi* nov. sp. - SCHAUB: 83, Abb. 72, 73; Taf. 7, Fig. 1-22; Tab. 2 f; (mit weiterer Literatur).

1983 *Nummulites kapellosi* SCHAUB, 1981. - ISUMAN: 114, Abb. 40-42, Taf. 3, Fig. 8-10, Taf. 4, Fig. 1.

Material und Beschreibung: An der Lokalität 9 kommen Exemplare aus der Gruppe des *N. burdigalensis* vor, die in ihren äußeren und inneren Dimensionen am besten mit *N. kapellosi* übereinstimmen. Die A-Formen erreichen einen Durchmesser bis 3,3 mm und die Anfangskammer hat eine Größe von 0,3 bis 0,35 mm. 4 Windungen kommen auf einen Radius von 1,5 bis 1,65 mm.

Altersstellung: Nach SCHAUB (1981) kommt *N. kapellosi* im mittleren Cuisium vor. Da an der Lokalität 9 jedoch zusammen mit dieser Art auch *N. manfredi* auftritt, muß dieser Fundpunkt in das obere Cuisium gestellt werden. Für das obere Cuisium ist eigentlich *N. campesinus* typisch, der nach SCHAUB (1981) aus *N. kapellosi* hervorgeht. Die an der Lokalität 9 vorhandenen Exemplare sind jedoch in den Dimensionen für *N. campesinus* zu klein. Zumindest im Bereich des Krappfeldes scheint *N. kapellosi* bis in das obere Cuisium zu reichen.

Nummulites beneharnensis (DE LA HARPE, 1926)
Taf. 1, Fig. 8

1981 *Nummulites beneharnensis* DE LA HARPE, 1926, emend. - SCHAUB: 86, Abb. 76; Taf. 12, Fig. 33-44, Taf. 13, Fig. 1-22; Tab. 2k; (mit weiterer Literatur).

1983 *Nummulites beneharnensis* (DE LA HARPE, 1926), emend. SCHAUB. - ISUMAN: 123, Taf. 5, Fig. 1-3.

Material und Beschreibung: Von der Lokalität 5 liegt ein Exemplar einer B-Form (Radius 7,5 mm) vor, dessen Windungsspirale und Septenform am besten mit *N. beneharnensis* übereinstimmt. 10 Windungen kommen auf einen Radius von 2,8 mm, 15 Windungen auf einen Radius von 5,5 mm und 20 Windungen auf einen Radius von 7,5 mm.

Altersstellung: *N. beneharnensis* ist nach SCHAUB (1981) eine Art des unteren Teils des mittleren Lutetiums (Zone des *N. beneharnensis*).

Nummulites hilarionis SCHAUB, 1981
Taf. 1, Fig. 3-7

1981 *Nummulites hilarionis* nov. sp. - SCHAUB: 90, Abb. 78; Taf. 13, Fig. 38-45; ?46-54; Tab. 3 b.

Material und Beschreibung: *N. hilarionis* tritt in den Kalken der Lokalität 5 auf. Die Hohlräume der Kammern sind nur z. T. mit Kalzit ausgefüllt. Es wurden 5 B-Formen (z. T. isoliert) und 9 Äquatorialschnitte (hauptsächlich auf Gesteinsflächen) von A-Formen gefunden. Die B-Formen besitzen einen Durchmesser bis 14 mm und sie sind bei 12 mm Durchmesser ca. 4 mm dick. Die Oberfläche ist feinkörnig granuliert. Der Äquatorialschnitt liegt im engspiraligen Bereich der Art. 10 Windungen kommen auf einen Radius von ca. 4 mm und 15 Windungen auf einen Radius von ca. 7 mm. Der Dorsalstrang ist relativ dick, vor allem bei den mittleren Umgängen.

Der Durchmesser der linsenförmigen A-Formen beträgt 3 bis 5 mm. Sie sind deutlich mehr oder minder fein granuliert. Die Megalosphäre ist 0,5 bis 0,7 mm groß. Häufig besitzt der Deuteroconch die gleiche Größe wie der Protoconch. Die Spirale besteht aus bis zu 7 Umgängen. 4 Umgänge kommen auf einen Radius von 1,7 bis 2,0 mm, 5 Umgänge auf einen Radius von 1,95 bis 2,35 mm und 6 Umgänge auf einen Radius von 2,25 bis 2,55 mm. Der Dorsalstrang ist relativ dick. Die niedrigen Kammern sind besonders in den äußeren Umgängen sehr viel länger als hoch und die kurzen Septen stehen etwas schräg.

Bemerkungen: Die B-Formen zeigen die Merkmale von *N. hilarionis*, der sich von *N. crassus* durch die geringere Größe unterscheidet. Die von SCHAUB (1981) abgebildeten A-Formen haben - im Gegensatz zu den B-Formen - wenig Ähnlichkeit mit den A-Formen von *N. crassus*, der aus *N. hilarionis* hervorgehen soll. Wahrscheinlich handelt es sich nicht um die zu den B-Formen von *N. hilarionis* gehörigen A-Formen, sondern um

---

Tafel 2

Fig. 1-3 *Nummulites boussaci* (ROZLOZSNIK). - Fig. 1-2: Äquatorialschnitte, Lokalität 13); Fig. 1: B-Form (Prot. 6090 = 13/3); Fig. 2: A-Form (Prot. 6091 = 13/5); Fig. 3: Äquatorialschnitt, Lokalität 11, A-Form (Prot. 6092 = 11/3). Mittleres Lutetium 1.

Fig. 4 *Nummulites pustulosus* DOUVILLÉ, B-Form. - Äquatorialschnitt (Prot. 6093A = 14/2); mittleres Cuisium.

Fig. 5-6 *Nummulites manfredi* SCHAUB, B-Formen. - Äquatorialschnitte, Lokalität 9, oberes Cuisium; 5: Prot. 6094 = 9/7, 6: Prot. 6095A = 9/1.

Fig. 7-15 *Nummulites krappfeldensis* n. sp. - Fig. 7: Holotypus, B-Form, Äquatorialschnitt (Prot. 6096 = 2/1), Lokalität 2; Fig. 8-10: Paratypen, A-Formen, Äquatorialschnitte; 8: Prot. 6097 = 2/5, 9: Prot. 6098 = 2/6, 10: Prot. 6099 = 2/7; Fig. 11: B-Form, Äquatorialschnitt (Prot. 6100A = 3/1b), Lokalität 3; Fig. 12-15: Äquatorialschnitte, Lokalität 4. Fig. 12: B-Form (Prot. 6101 = 4/2), Fig. 13-15: A-Formen, 13: Prot. 6102 = 4/4, 14: Prot. 6103 = 4/1, 15: Prot. 6104 = 4/3. Mittleres Lutetium 1.

Fig. 16 *Nummulites carinthicus* n. sp. - Paratypus, A-Form (Prot. 6105 = 6/9), Lokalität 6; mittleres Lutetium 1.

Vergrößerung jeweils 5fach


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
1 cm

A-Formen aus der Gruppe des *Nummulites partschi* (? *N. boussaci*). Die von mir zusammen mit B-Formen von *N. hilarionis* gefundenen A-Formen stimmen hingegen in ihren Merkmalen sehr gut mit *N. crassus* überein, unterscheiden sich jedoch von diesem in den Dimensionen (geringere Gehäusegröße, kleinerer Proloculus, engere Spirale).

Altersstellung: *N. hilarionis* ist nach SCHAUB (1981) auf den unteren Teil des mittleren Lutetiums beschränkt.

Nummulites praeaturicus SCHAUB, 1962
Taf. 1, Fig. 9

1981 *Nummulites praeaturicus* SCHAUB, 1962. - SCHAUB: 94, Abb. 79, Taf. 14, Fig. 1-8, 10-19; Tab. 2o. (hier weitere Literatur).

Material und Beschreibung: An der Lokalität 11 wurden 4 Exemplare von B-Formen gefunden, die in ihren äußeren und inneren Merkmalen am besten mit *N. praeaturicus* übereinstimmen. Das größte Exemplar (Prot. 6136 = 11/1) erreicht einen Durchmesser von 17 mm und ist 8 mm dick. Das abgebildete Exemplar ist ebenfalls 8 mm dick. Die Exemplare zeigen die für *N. praeaturicus* typische 3-Teilung der Spirale: Die innersten Umgänge erinnern an *N. burdigalensis*. Es schließt ein weitspiraliger Abschnitt an, dessen Durchmesser bei den Exemplaren unterschiedlich ist und bei dem die gewellten Septen sehr lang werden. Der äußere Abschnitt der Spirale zeichnet sich durch sehr dicht aufeinander folgende Umgänge aus, der Spiralstrang wird wesentlich dünner und die Septen sind kurz und mehr oder minder gerade. Die Länge der Kammern ist zum Teil wieder kürzer. Bei gleichem Durchmesser ist der engspiralige Abschnitt bei den Exemplaren unterschiedlich breit.

Altersstellung: *N. praeaturicus* kommt nach SCHAUB (1981) vor allem im tieferen Teil des mittleren Lutetiums vor.

3.2 REIHE DES *NUMMULITES PARTSCHI*

Aus der Reihe des *N. partschi* liegen zwei Arten vor.

Nummulites tauricus (DE LA HARPE, 1926)
Taf. 1, Fig. 10

1981 *Nummulites tauricus* DE LA HARPE, 1926. - SCHAUB: 109, Abb. 87; Taf. 29, Fig. 15-33; Taf. 31, Fig. 1-9, 16, 18, 19, 22, 23, 25, 27; Tab. 5c, 5d; (mit weiterer Literatur).

1983 *Nummulites tauricus* (DE LA HARPE, 1926). - ISUMAN: 125, Abb. 60, 61; Taf. 5, Fig. 5; Taf. 6, Fig. 3, 4, 6, 7.

Material und Beschreibung: Auf dem Gesteinsstück von Lokalität 8 (E 1882 GF) wurden mehrere Äquatorialschnitte von B-Formen gefunden, die in ihren Merkmalen am besten mit *N. tauricus* übereinstimmen. Der Durchmesser beträgt 10 bis 13 mm. 10 Windungen besitzen einen Radius von 5,3 bis 5,4 mm und 13 einen Radius von 6,7 mm. Die Kammer- und Septenform entspricht der der Reihe des *N. partschi*.

Altersstellung: *N. tauricus* kommt nach SCHAUB (1981) und ISUMAN (1983) im mittleren und oberen Cuisium vor.

Nummulites boussaci (ROZLOZSNIK, 1924)
Taf. 1, Fig. 11-15; Taf. 2, Fig. 1-2

1981 *Nummulites boussaci* ROZLOZSNIK, 1924. - SCHAUB: 111, Abb. 87; Taf. 32, Fig. 9, 20, 21, 23-31, 35-39, 41-46, 49, 50; Taf. 33, Fig. 1-13, 15, 16; Taf. 34, Fig. 1-11; Tab. 5 g; (mit weiterer Literatur).

1983 *Nummulites boussaci* (ROZLOZSNIK, 1924). - ISUMAN: 128, Abb. 58, 60-61; Taf. 6, Fig. 8; Taf. 7, Fig. 3, Taf. 8, Fig. 1; Taf. 9, Fig. 1.

Material: Die Art wurde an den Lokalitäten 6, 11, 12 und 13 gefunden. Lokalität 6: 9 B-Formen, davon 4 äquatorial (3 vermeßbar) gespalten und 1 Axialschnitt; 5 äquatorial gespaltene A-Formen (4 vermeßbar) auf Gesteinsflächen. Lokalität 11: 3 vermeßbare Äquatorialschnitte von A-Formen auf Gesteinsflächen. Lokalität 12: 3 isolierte B-Formen (1 Exemplar unvollständig gespalten). Lokalität 13: 6 B-Formen (4 vermeßbare Äquatorialschnitte auf Gesteinsflächen), 3 vermeßbare, äquatorial gespaltene A-Formen auf Gesteinsflächen.

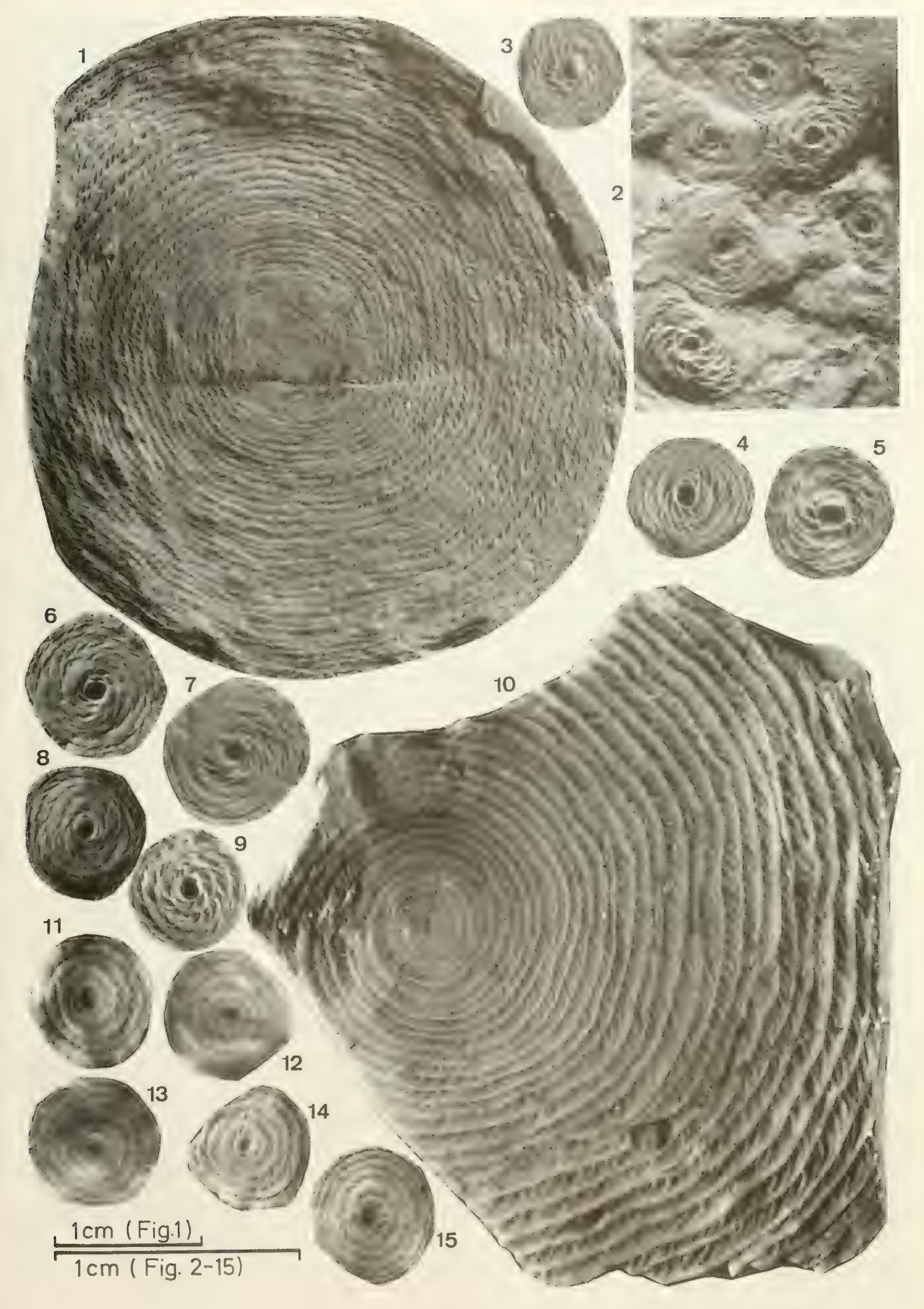
Beschreibung: B-Formen: Die flach linsenförmigen B-Formen der Lokalität 6 erreichen einen Durchmesser bis 19 mm, bei einer Dicke von 4 mm. Bei 16 mm Durchmesser beträgt die Dicke 3,5 mm. Die flach bis sehr flach linsenförmigen B-Formen der Lokalität 12 besitzen einen Durchmesser bis 17,5 mm bei einer Dicke bis 4 mm. Die flach linsenförmigen B-Formen der Lokalität 13 sind bis 20,5 mm groß, bei einer Dicke von ca. 5 mm. Bei einigen Exemplaren ist das Zwischengerüst erkennbar, das aus radiaten bis wirbelförmigen Septalstreifen mit einer feinen Granulation besteht, die bei den inneren Umgängen spiralig angeordnet ist. Äquatorialschnitt: Die Spirale zeigt die für die Reihe des *N. partschi* typischen Merkmale. Bei den inneren Umgängen sind die Kammern höher als lang, in den äußeren Umgängen sind sie häufig länger als hoch. 10 Windungen kommen auf eine Radius von 4,1 bis 4,7 mm, 15 Windungen auf einen Radius 7,4 bis 8,1 mm, 16 Windungen auf einen Radius von 7,8 bis 9,0 mm und 19 Windungen auf einen Radius von 9,8 mm.

A-Formen: Die A-Formen der Lokalität 6 haben einen

Tafel 3

Fig. 1-9 *Nummulites carinthicus* n. sp. - Fig. 1: Holotypus, B-Form, Äquatorialschnitt (Prot. 6106 A = 6/1 a), Lokalität 6, mittleres Lutetium 1, x 3; Fig. 2: Gesteinsstück (E 1902 GF) mit Äquatorialschnitten von A-Formen, Lokalität 6, mittleres Lutetium 1, x 5; Fig. 3-9: Paratypen, A-Formen, Äquatorialschnitte, Lokalität 6, mittleres Lutetium 1, x 5, 3: Prot. 6107 = 6/18, 4: Prot. 6108 = 6/5 a, 5: Prot. 6109 = 6/17, 6: Prot. 6110 = 6/16, 7: Prot. 6111 = 6/24, 8: Prot. 6112 = 6/15, 9: Prot. 6113 = 6/22.

Fig. 10-15 *Nummulites millecaput* BOUBÉE. - Äquatorialschnitte, Lokalität 12, mittleres Lutetium 1; Fig. 10: B-Form (Prot. 6114 = 12/1), x 5; Fig. 11-15: A-Formen; 11: Prot. 6115 = 12/5 b, 12: Prot. 6116 = 12/6, 13: Prot. 6117 = 12/7, 14: Prot. 6118 = 12/3 b, 15: Prot. 6119 = 12/13; x 5.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
1cm (Fig.1)
1cm (Fig. 2-15)

Durchmesser zwischen 3,5 und 5 mm, die der Lokalität 11 zwischen 3,3 und 4,0 mm und die der Lokalität 13 zwischen 4,3 und 4,5 mm. Auf Gesteinsflächen der Lokalität 6 ist bei wenigen Exemplaren die spiralige Anordnung der Pfeiler zu erkennen. Äquatorialschnitt: Der Proloculus erreicht einen Durchmesser von 0,5 bis 0,7 mm. 4 Windungen kommen auf einen Radius von 1,75 bis 2,15 mm, 5 Windungen auf einen Radius von 2,2 bis 2,45 mm und 6 Windungen (1 Exemplar) auf einen Radius von 2,7 mm.

Bemerkungen: Die angetroffenen B-Formen besitzen eine im Durchschnitt engere Spirale als die von SCHAUB (1981) und ISUMAN (1983) beschriebenen und abgebildeten Exemplare von *N. boussaci*. Die Sprialweite gleicht mehr der von *N. praelorioli* und *N. lorioli*. *N. praelorioli* erreicht jedoch nach SCHAUB (1981) nur einen Durchmesser bis 18 mm und *N. lorioli* kann wesentlich größer werden. Nach dem gleichen Autor besteht eine Entwicklungsreihe von *N. praelorioli* über *N. boussaci* zu *N. lorioli*. Es fällt allerdings auf, daß *N. praelorioli* die gleiche Spiralweite (SCHAUB 1981: Abb. 87) besitzt wie *N. lorioli*, während der zwischen beiden Arten vermittelnde *N. boussaci* weitspiraliger sein soll. Die Axialschnitte der meisten Exemplare gleichen mehr denen von *N. boussaci* als denen von *N. lorioli*. Auch die von mir gefundenen A-Formen besitzen eine Spiralweite, die mehr der von *N. praelorioli* gleicht. Sie haben jedoch einen im Durchschnitt etwas größeren Proloculus als diese Art, der mehr dem von *N. boussaci* entspricht.

Altersstellung: *N. boussaci* kommt nach SCHAUB (1981) im unteren Teil des mittleren Lutetiums vor. Im Untersuchungsgebiet wurde die Art zusammen mit Frühformen von *N. millecaput* angetroffen, was ebenfalls für eine Einstufung in den unteren Teil des mittleren Lutetiums spricht. Außerdem werden Schichten mit *N. boussaci* und *N. carinthicus* n. sp. von Kalken unterlagert, die bereits Nummuliten des unteren Teils des mittleren Lutetiums enthalten. *N. praelorioli* tritt nach SCHAUB (1981) nur bis zum unteren Lutetium auf.

3.3 REIHE DES *NUMMULITES DISCORBINUS*

Nummulites praediscorbinus SCHAUB, 1981

1981 *Nummlites praediscorbinus* n. sp. - SCHAUB: 133, Taf. 52, Fig 28-50; Tab. 14 l.

Material und Beschreibung: Auf Gesteinsflächen der Lokalität 6 wurden mehrere sehr kleine (ø bis 2 mm) A-Formen und selten B-Formen (ø 3,5 mm) gefunden, die in den inneren Merkmalen am meisten Ähnlichkeit mit *N. praediscorbinus* aufweisen. Bei der B-Form kommen 7 Windungen auf einen Radius von 1,75 mm. Bei der A-Form sind 4 Umgänge auf einen Radius von 1 mm vorhanden und der Proloculus ist ca. 0,1 mm groß.

Altersstellung: Die Art tritt nach SCHAUB (1981) vom oberen Cuisium bis zur Basis des mittleren Lutetiums auf. Der von ISUMAN (1983) aus dem mittleren Lutetium beschriebene *N.* aff. *discorbinus* vermittelt zwischen *N. praediscorbinus* und *N. discorbinus* und ist großwüchsiger als die von mir gefundenen Formen. Die A-Formen dieser Art weisen außerdem eine etwas weitere Spirale auf und besitzen einen größeren Proloculus.

3.4 REIHE DES *NUMMULITES PUSTULOSUS*

Nummulites pustulosus DOUVILLÉ, 1919
Taf. 2, Fig. 4

1983 *Nummulites pustulosus* DOUVILLÉ, 1919. - ISUMAN: 106, Abb. 12-14, 16; Taf. 1, Fig. 2, 4 (hier weitere Literatur).

Material und Beschreibung: Auf einer Gesteinsoberfläche (E 1875 GF, A u. B) der Lokalität 14 wurde der Äquatorialschnitt einer B-Form gefunden, die in ihren Merkmalen der von *N. putulosus* entspricht. Der Durchmesser beträgt 10,8 mm und 10 Windungen sind bei einem Radius von 5,1 mm vorhanden.

Altersstellung: *N. pustulosus* kommt nach SCHAUB (1981) und ISUMAN (1983) im unteren und mittleren Cuisium vor. Die Nummuliten und Assilinen der Lokalität 14 sprechen für eine Einstufung dieses Fundpunktes in das mittlere Cuisium.

3.5 GRUPPE DES *NUMMULITES LAEVIGATUS*

Nach SCHAUB (1981) wird die Gruppe des *N. laevigatus* in 3 Reihen unterteilt, die sich durch die Spiralweite unterscheiden. Im oberen Cuisium wurde eine Art aus der Reihe des *N. puschi* und im mittleren Lutetium eine neue Art aus der Reihe des *N. brongniarti* angetroffen. Im basalen Cuisium des Untersuchungsgebietes kommt außerdem *N. bearnensis* aus dem Seitenzweig des *N. jaquoti* vor.

3.5.1 Reihe des *Nummulites puschi*

Nummulites manfredi SCHAUB, 1966
Taf. 2, Fig. 5-6

1981 *Nummulites manfredi* SCHAUB, 1966. - SCHAUB: 162, Abb. 98, 100, 101; Taf. 58, Fig. 31-44; Tab. 7 k, Tab. 8 b (hier weitere Literatur).

Material und Beschreibung: An der Lokalität 9 wurden 3 Äquatorialschnitte und ein Oberflächenexemplar von B-Formen auf Gesteinsoberflächen gefunden, die in ihren Merkmalen mit *N. manfredi* übereinstimmen. Das Oberflächenexemplar (Prot. 6137 = 9/17, ø 13 mm) zeigt die für die Art typi-

---

Tafel 4

Fig. 1-9 *Assilina laxispira* DE LA HARPE. - Fig. 1: B-Form, Äquatorialschnitt (Prot. 6120 = 14/1), Lokalität 14, mittleres Cuisium; Fig. 2-5: Äquatorialschnitte, Lokalität 8, Grenzbereich mittleres/oberes oder oberes Cuisium; Fig. 2-3: B-Formen, 2: Prot. 6121 = 8/1, Übergangsform von *Ass. laxispira* zu *Ass. maior*; 3: Prot. 6122 = 8/2. Fig. 4-5: A-Formen, 4: Prot. 6123 = 8/7, 5: Prot. 6124 = 8/5, Übergangsform von *Ass. laxispira* zu *Ass. maior;* Fig. 6-9: Äquatorialschnitte, Lokalität 9, oberes Cuisium; Fig. 6-8: A-Formen, 6: Prot. 6125 = 9/4, 7: Prot. 6126 = 9/6, 8: Prot. 6127 = 9/9; Fig. 9: B-Form (Prot. 6128 = 9/2).

Fig. 10-11 *Assilina spira planospira* (BOUBÉE). - Äquatorialschnitte, Lokalität 6, mittleres Lutetium 1; Fig. 10: B-Form (Prot. 6129 = 6/8b); Fig. 11: A-Form (Prot. 6130 = 6/8c).

Vergrößerung jeweils 5-fach


1
4
2
6
7
5
10
8
9
3
11
1 cm

schen, unregelmäßig gebogenen Septenstreifen. Pfeiler sind im Zentrum stärker ausgebildet als im Randbereich. Der Durchmesser der äquatorial gespaltenen Exemplare beträgt 14,2 bis 16,7 mm. Die innersten Umgänge zeigen die für *N. planulatus* typische Spirale. Es schließt ein Abschnitt mit weitspiraligen Umgängen an und die letzten Umgänge können wieder engspiraliger sein. 10 Windungen kommen auf einen Radius von 4,9 bis 5,25 mm, 12 Windungen auf einen Radius 6,55 bis 6,95 mm und 15 Windungen auf einen Radius von 8,25 mm. Die Windungsspirale liegt im Bereich der weitspiraligen Varianten von *N. manfredi* (SCHAUB 1981: Abb. 98, 100, 101). Die Windungsspirale von *N. britannicus* ist sehr ähnlich. Die Oberfläche entspricht jedoch mehr der von *N. manfredi.* Ein Äquatorialschnitt (Prot. 6138 = 9/16) einer A-Form der Lokalität 9 mit einem Proloculus von 0,4 mm und 3 Umgängen auf einen Radius von 1,45 mm sowie eng stehenden Septen kann ebenfalls zu *N. manfredi* gerechnet werden.

Altersstellung: *N. manfredi* ist nach SCHAUB (1981) auf das obere Cuisium beschränkt.

3.5.2 Reihe des *Nummulites brongniarti*

Nummulites krappfeldensis n. sp.
Taf. 2, Fig. 7-15; Abb. 3-5

Holotypus: Prot. 6096 = 92/2/1; Äquatorial gespaltene B-Form auf einer Gesteinsoberfläche (E 1892 GF) (Taf. 2, Fig. 7).

Diagnose: Die subretikulierte Art zeichnet sich bei der B-Form durch eine 3-Teilung der Spirale aus und ist im mittleren Teil weitspiraliger als im inneren und äußeren Abschnitt der Spirale. Die Kammerlänge erhöht sich im Laufe der Ontogenie von mehr oder minder isometrisch zu doppelt so lang als hoch in den äußeren Umgängen.

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Gebiet des Krappfeldes.

Locus typicus: Lokalität 2 (Abb. 1), ca. 14 bis 15 m (bei ca. 840 m) über der Basis des Steinbruchs (SW-Teil) auf der SE-Seite des Fuchsofens (872 m), Dobranberg, westlich Klein St. Paul, Krappfeld, Kärnten.

Stratum typicum: Fossilschuttkalke mit häufig Krebsresten und einzelnen (z. T. nesterartig) *N. krappfeldensis* n. sp. Mittleres Lutetium, wahrscheinlich unterer Teil.

Material: Die Art wurde in 3 Horizonten des Steinbruchs südöstlich des Fuchsofens gefunden. Locus typicus (Lokalität 2): Außer dem Holotypus liegen noch zwei weitere äquatorial gespaltene B-Formen und die Oberflächen von 4 Exemplaren auf Gesteinsflächen vor. 5 äquatorial gespaltene A-Formen auf Gesteinsflächen konnten vermessen, sowie die Oberflächen bei 4 weiteren A-Formen untersucht werden. Außerdem liegen noch axial gespaltene A- und B-Formen vor. Lokalität 3: Beide Seiten einer äquatorial gespaltenen B-Form (Taf. 2, Fig. 11) auf Gesteinsstücken (E 1896 GF, A u. B), 2 mäßig erhaltene Innenwindungen von äquatorial gespaltenen A-Formen. Lokalität 4: Eine (vermeßbare) äquatorial gespaltene, fragmentär erhaltene B-Form (Taf. 2, Fig. 12, Gesteinsstück E 1897 GF) und die Oberfläche (Gesteinsstück) einer weiteren B-Form. 9 äquatorial gespaltene A-Formen auf Gesteinsstücken.

Beschreibung: Die Exemplare der 3 Lokalitäten unterscheiden sich nicht und werden deshalb zusammen beschrieben.

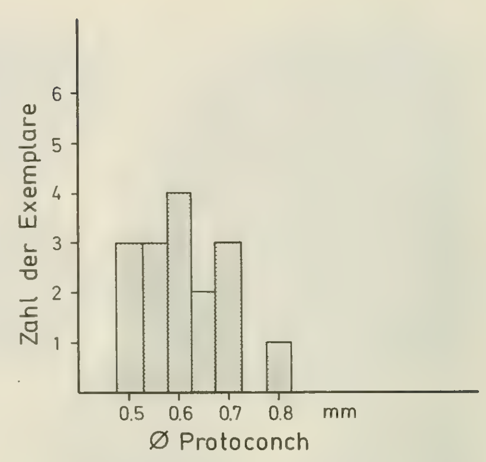


Abb. 3: Histogramm der Protoconch-Durchmesser (A-Formen) von *Nummulites krappfeldensis* n. sp.

B-Form: Der Durchmesser der flach linsenförmigen Gehäuse beträgt 14 bis 17 mm, die Dicke 2,9 bis 3,2 mm. Große Exemplare sind leicht gewellt. Das subretikulierte Zwischengerüst ist mit sehr kleinen Pfeilern bedeckt. Äquatorialschnitt: Die Windungsspirale ist dreigeteilt. Die inneren 7 bis 9 Windungen sind engspiraliger als der mittlere Teil, der sich bei einigen Exemplaren zum Teil durch große Windungshöhen auszeichnet. Die äußeren 5 bis 7 Windungen sind wieder sehr viel engspiraliger. Bei den inneren Windungen sind die Kammern mehr oder minder isometrisch. Im mittleren Teil sind sie zum Teil länger als hoch und die zum Teil gewellten Septen stehen sehr schräg. Adventivkämmerchen sind häufig. In den äußeren, engstehenden Windungen sind die Kammern häufig doppelt so lang wie hoch und die Septen stehen ebenfalls schräg. Bei der B-Form der Lokalität 3 ist die Dreiteilung der Spirale weniger deutlich ausgeprägt als bei den übrigen Exemplaren. 10 Windungen kommen auf einen Radius von 2,8 bis 3,6 mm, 15 Windungen auf einen Radius von 5,6 bis 6,5 mm, 18 Windungen auf einen Radius 6,8 bis 8,65 mm und 20 Windungen auf einen Radius von 8,1 bis 9 mm (Abb. 5).

A-Form: Der Durchmesser beträgt 3,5 bis 6 mm und die Dicke 1,6 bis 2,3 mm (Exemplare mit einem Durchmesser um

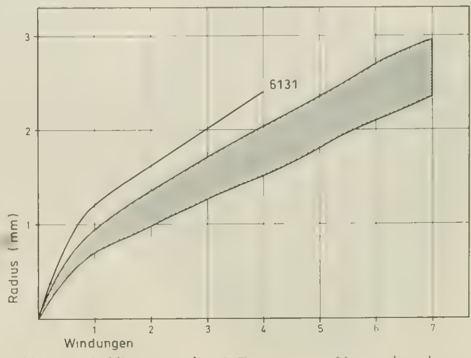


Abb. 4: Spiraldiagramm der A-Formen von *Nummulites krappfeldensis* n. sp.

5 mm sind zumeist ca. 2 mm dick). Das subretikulierte Zwischengerüst enthält deutliche Pfeiler, die nicht ganz bis zum Rand reichen. Äquatorialschnitt: Durchmesser der Megalosphäre 0,5 bis 0,8 mm (Abb. 3). Der erste Umgang ist auffallend hoch, die folgenden Umgänge sind engspiralig. 5 Umgänge kommen auf einen Radius von 1,8 bis 2,35 mm, 6 Umgänge auf einen Radius von 2,1 bis 2,7 mm und 7 Umgänge (6 Exemplare) auf einen Radius von 2,35 bis 2,95 mm (Abb. 4). Die zunächst mehr oder minder isometrischen Kammern werden allmählich länger als hoch und können in den äußeren Umgängen mehr als doppelt so lang wie hoch sein. Die Septen stehen schräg.

Vergleiche: Bei der B-Form stimmt die Zahl der Windungen pro Radius weitgehend mit *N. sordensis* (Abb. 5) überein. Diese Art (oberer Teil des mittleren und untere Teils des oberen Lutetiums, SCHAUB 1981) ist jedoch großwüchsiger und vor allem die Kammerlänge ist noch größer als bei *N. krappfeldensis* n. sp., die Septen stehen bei *N. sordensis* noch schräger und sie sind überwiegend stark gewellt. Ähnlichkeit besteht auch zu *N. stephani*, der jedoch deutlich weitspiraliger ist und sich in der Länge der Kammern unterscheidet. *N. gratus* ist ebenfalls weitspiraliger, besitzt einen gewellten Dorsalstrang und die Septenform entspricht der von *N. sordensis*. Die A-Formen von *N. krappfeldensis* n. sp. sind etwas engspiraliger als die von *N. sordensis* und die Kammerlänge ist bei letzterer Art noch größer. Die A-Form von *N. stephani* ist deutlich weitspiraliger.

N. gratus wird von SCHAUB (1981) als Vorläufer von *N. sordensis* betrachtet. *N. krappfeldensis* paßt jedoch ebenfalls in die Entwicklungsreihe von *N. laevigatus* zu *N. sordensis* und könnte auch als Vorläufer letzterer Art angesehen werden.

Altersstellung: Bei *N. krappfeldensis* dürfte es sich um eine gleichaltrige Parallelentwicklung zu *N. stephani* und *N. gratus* handeln. Die beiden letzteren Arten kommen nach SCHAUB (1981) im unteren Teil des mittleren Lutetiums vor. Dieses Alter kann auch für *N. krappfeldensis* n. sp. angenommen werden. Die neue Art kommt bis ca. 14 m im Liegenden der Lokalität 5 vor, die ebenfalls in den unteren Teil des mittleren Lutetiums eingestuft werden kann.

3.6 REIHE DES *NUMMULITES DISTANS*

Aus der Reihe des *N. distans* wurde zusätzlich zu *N. millecaput* eine neue Art (*N. carinthicus* n. sp.) gefunden, die eine Übergangsform zwischen *N. millecaput* und *N. dufrenoyi* darstellt.

Nummulites millecaput BOUBÉE, 1832
Taf. 3, Fig. 10-15; Abb. 8

1981 *Nummulites millecaput* BOUBÉE, 1832. - SCHAUB: 186, Abb. 109; Taf. 37, Fig. 14-16; Taf. 68, Fig. 24-30, Taf. 69, Fig. 1-7; Tab. 13b (hier weitere Literatur).

Material und Beschreibung: Eindeutig als *N. millecaput* bestimmbare Exemplare liegen von den Lokalitäten 11 bis 13 vor.

Lokalität 11: Neben wenigen A-Formen, die *N. millecaput* zugeordnet werden können, kommen auch Exemplare vor, deren Äquatorialschnitt mehr dem von *N. alponensis* ähnelt. Lokalität 12: Es liegen 5 B-Formen mit einem Durchmesser zwischen 30 und 40 mm vor. Die Dicke beträgt bis zu 6 mm. 2 Exemplare ließen sich spalten (Prot. 6114 u. 6133). Die Spirale

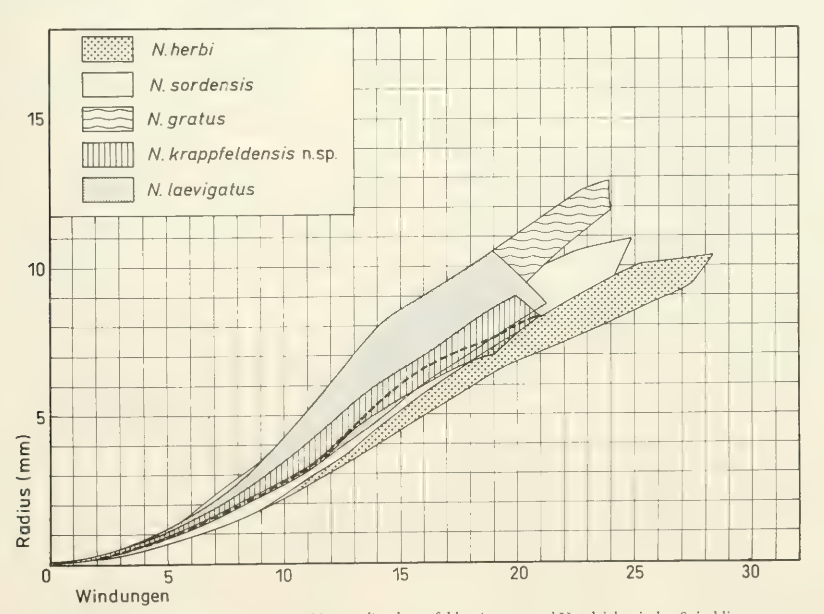


Abb. 5: Spiraldiagramm der B-Formen von *Nummulites krappfeldensis* n. sp. und Vergleich mit den Spiraldiagrammen von *N. laevigatus*, *N. gratus*, *N. sordensis* und *N. herbi* (nach SCHAUB 1981). Gestrichelte Linie = Holotypus von *Nummulites krappfeldensis* n. sp.

und Kammerform des Äquatorialschnitts entspricht der von *N. millecaput*. Windungsverdoppelungen sind vorhanden. Innerhalb der Variationsbreite der Zahl der Umgänge pro Radius liegen beide Exemplare im Bereich der weitspiraligen Varianten der Art (Abb. 8). 14 gespaltene (z. T. isolierte) linsenförmige A-Formen besitzen einen Durchmesser zwischen 4 und 6 mm. Die Dicke beträgt 2 bis 3 mm. Die etwas unregelmäßige Spirale des Äquatorialschnitts besteht aus 4 bis 5 Windungen, wobei die 1 bis 2 letzten Windungen engspiraliger sind. 4 Umgänge kommen auf einen Radius von 2,2 bis 2,6 mm, 5 Umgänge auf einen Radius von 2,4 bis 2,85 mm. Die Anfangskammer hat einen Durchmesser von 0,6 bis 1,1 mm. Die Anfangskammer, die Zahl der Umgänge und der Radius der Umgänge sind im Durchschnitt etwas kleiner als beim Typmaterial der Art.

Lokalität 13: Es liegen 4 B-Formen mit einem Durchmesser von 25 bis 35 mm vor, von denen 3 äquatorial gespalten sind. Die Windungsspiralen liegen im Bereich der engspiraligen Varianten von *N. millecaput* (Abb. 8). Bei dem Exemplar (Prot. 6135) mit einem Durchmesser von 25 mm sind bei einem Radius von ca. 12,8 mm 30 Windungen vorhanden, was dem Grenzbereich der engspiraligen Varianten entspricht. Die Windungsspiralen der Lokalität 13 vermitteln zwischen denen der Lokalität 12 und denen von *N. carinthicus* n. sp. der Lokalität 6. Die A-Formen entsprechen in etwa denen der Lokalität 12.

Altersstellung: Nach SCHAUB (1981: Abb. 25) kommt *N. millecaput* vom oberen Teil des „Lutétien moyen 1“ bis zum „Lutétien moyen 2“ vor. Die im Durchschnitt etwas kleineren Dimensionen der von mir gefundenen Exemplare, vor allem der A-Formen, sprechen für eine Einstufung der Nummuliten-Horizonte der Lokalitäten 11 bis 13 in den unteren Teil des mittleren Lutetiums, was auch durch die weiteren an diesen Lokalitäten vorkommenden Nummuliten bestätigt wird.

Nummulites carinthicus n. sp.
Taf. 2, Fig. 16; Taf. 3, Fig. 1-9; Abb. 6-8

Holotypus: Prot. 6106 A u. B = 92/6/1 a u. b; Äquatorial gespaltene B-Form von der beide Seiten auf Gesteinsflächen (E 1901 GF, A u. B) erhalten sind (Taf. 3, Fig. 1).

Diagnose: Die neue Art zeichnet sich vor allem dadurch aus, daß besonders die B-Form sehr engspiralig ist, noch engspiraliger als *N. millecaput*.

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen in Kärnten.

Locus typicus: Oberster Teil des Steinbruchs (ca. 860 m) auf der SE-Seite des Fuchsofens (872 m), Dobranberg, westlich Klein St. Paul, Krappfeld, Kärnten.

Stratum typicum: Unvollständig zementierte Kalke mit *N. carinthicus* n. sp., *N. boussaci*, *N. praediscorbinus* und *Assilina spira planospira*, die unmittelbar über den obersten, dichten Kalken mit ebenfalls *N. carinthicus* n. sp. und *N. boussaci* liegen und nicht direkt im Anstehenden gefunden wurden.

Material (locus typicus): B-Form: 5 äquatorial gespaltene Exemplare auf Gesteinsflächen mit einem Durchmesser über 30 mm, sowie weitere kleinere und ungespaltene Exemplare. A-Form: Zahlreiche Exemplare, vorwiegend äquatorial gespalten und zumeist auf Gesteinsflächen vorliegend.

Beschreibung: B-Form: Der Durchmesser beträgt 24 bis 45 mm, die Dicke 3,5 bis 4 mm (bei einem Durchmesser von 30 bis 45 mm). Als Holotypus wurde das größte Exemplar ausgewählt. Auf den flachen, zumeist leicht gewellten Gehäusen sind keine Spiralstreifen zu erkennen. Die Spirale des Äquatorialschnitts ist relativ regelmäßig gebaut. Spiralverdoppelungen treten vor allem in den mittleren und äußeren Windungen wiederholt auf. Die Dicke des Spiralstrangs kann sehr variabel sein. Die unregelmäßig dicht stehenden Septen sind stark nach vorn gerichtet und sie sind zum Teil in sich gebogen. 30 Windungen sind bei einem Radius von 12 bis 13 mm, 40 Windungen bei einem Radius von 16 bis 18 mm und 50 Windungen bei einem Radius von 20 bis 23 mm vorhanden (Abb. 8). Beim Holotypus liegt die Spiralweite bis zu einem Radius von 10 mm im Bereich der engspiraligen Exemplare, sie kreuzt dann die Variationsbreite der Spirale (Abb. 8) und wird etwas weitspiraliger als bei den beiden anderen Exemplaren, die einen Radius von 20 mm erreichen.

A-Form: Der Durchmesser der linsenförmigen Gehäuse beträgt 4 bis 5,5 mm, bei einem Exemplar (Prot. 6105) 9 mm (Dicke 4 mm). Da die meisten Exemplare als Äquatorial-

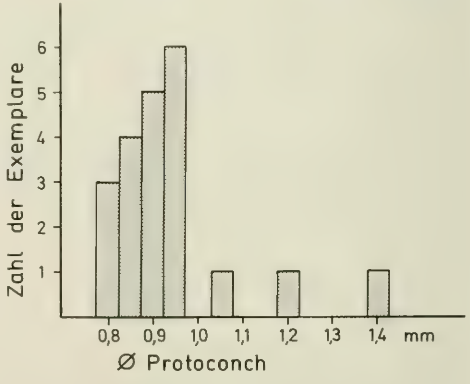


Abb. 6: Histogramm der Protoconch-Durchmesser (A-Formen) von *Nummulites carinthicus* n. sp.

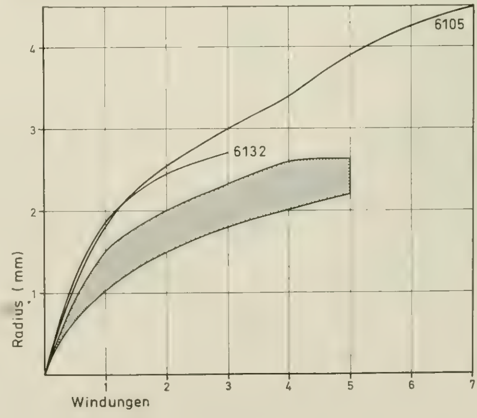


Abb. 7: Spiraldiagramm der A-Formen von *Nummulites carinthicus* n. sp.

schnitte auf Gesteinsflächen vorliegen, konnte die Dicke nur bei wenigen Exemplaren gemessen werden. Bei einem Durchmesser von 4,6 mm beträgt sie 2,6 mm. Der Äquatorialschnitt von 21 Exemplaren wurde vermessen (Abb. 7). Die Megalosphäre besitzt einen Durchmesser von 0,8 bis 1,4 mm (Abb. 6). Die zweite Kammer und auch die ersten der folgenden Kammern sind sehr flach. 3 Umgänge erreichen sämtliche vermessenen Exemplare, 4 die meisten und 5 nur wenige. 3 Umgänge kommen auf einen Radius von 1,8 bis 2,7 mm, 4 auf einen Radius von 2,0 bis 2,55 mm und 5 auf einen Radius von 2,2 bis 2,55 mm (Abb. 7). Das großwüchsige Exemplar weist 7 Windungen bei einem Radius von 4,5 mm auf (6 auf 4,25 mm und 5 auf 3,9 mm). Die ersten 2 bis 3 Windungen sind weitspiraliger als die engspiraligen 1 bis 2 äußeren Umgänge. Die Septen sind stark zurückgebogen und sie stehen dicht.

Bemerkungen und Unterschiede: Die neue Art weist große Ähnlichkeit mit *N. millecaput* auf, unterscheidet sich jedoch von dieser Art durch die größere Zahl von Windungen bei gleichem Radius, was besonders deutlich bei der B-Form zum Ausdruck kommt (Abb. 8), aber auch bei der A-Form erkennbar ist. Die enge Spirale der B-Form hat *N. carinthicus* n. sp. mit *N. dufrenoyi* gemeinsam, letztere Art ist jedoch sehr viel großwüchsiger und die A-Form dieser Art ist deutlich weitspiraliger. Das großwüchsige, megalosphärische Exemplar (Taf. 2, Fig. 16) entspricht allerdings in den Dimensionen der A-Form von *N. dufrenoyi*. *N. carinthicus* n. sp. kann als Vorläufer von *N. dufrenoyi* (oberstes Lutetium bis Biarritzium) betrachtet werden, ist eine Parallelentwicklung zu *N. millecaput* und dürfte aus Frühformen dieser Art (unterer Teil des mittleren Lutetiums) hervorgegangen sein.

N. millecaput von der Lokalität 13 nimmt eine vermittelnde Stellung zwischen den Exemplaren von *N. millecaput* der Lokalität 12 und *N. carinthicus* n. sp. ein. Leider war es im Gelände nicht möglich die genaue lithostratigraphische Abfolge dieser 3 Vorkommen zu ermitteln. Die Kalke der Lokalität 13 liegen allerdings ca. 40 Höhemmeter (flache Lagerung) in der Profilfortsetzung über den Kalken der Lokalitäten 11 und 12 und könnten das stratigraphisch Hangende letzterer Lokalitäten darstellen. Da jedoch die Eozänkalke von zahlreichen Störungen mit zum Teil erheblichen Versetzungsbeträgen durchzogen werden, ist eine eindeutige Aussage nicht möglich. Es ist jedoch eine biostratigraphische Abfolge von *N. millecaput* der Lokalität 12 zu *N. millecaput*, der Lokalität 13 und zu *N. carinthicus* der Lokalität 6 denkbar. Diese Entwicklung müßte dann im unteren Teil des mittleren Lutetiums stattgefunden haben.

Altersstellung: Das Auftreten von *N. carinthicus* n. sp. zusammen mit *N. boussaci* spricht für eine Einstufung in den unteren Teil des mittleren Lutetiums. Etwa 2 m im Liegenden der Lokalität 6 stehen außerdem Kalke mit *N. hilarionis* und *N. beneharnensis* an. Beide Arten kommen ebenfalls nur im unteren Teil des mittleren Lutetiums vor.

3.7 GATTUNG *ASSILINA* D'ORBIGNY, 1839

SCHAUB (1981) unterscheidet die Gruppen der *Assilina spira* und der *Assilina exponens*. Aus letzterer Gruppe wurden von diesem Autor aus den Sonnberg-Nummulitenschichten (Guttaring) und der Sittenberg-Formation (Klein St. Paul) des basalen Cuisiums Übergangsformen von *Ass. pomeroli-Ass. placentula* und *Ass. placentula* beschrieben. Im mittleren und

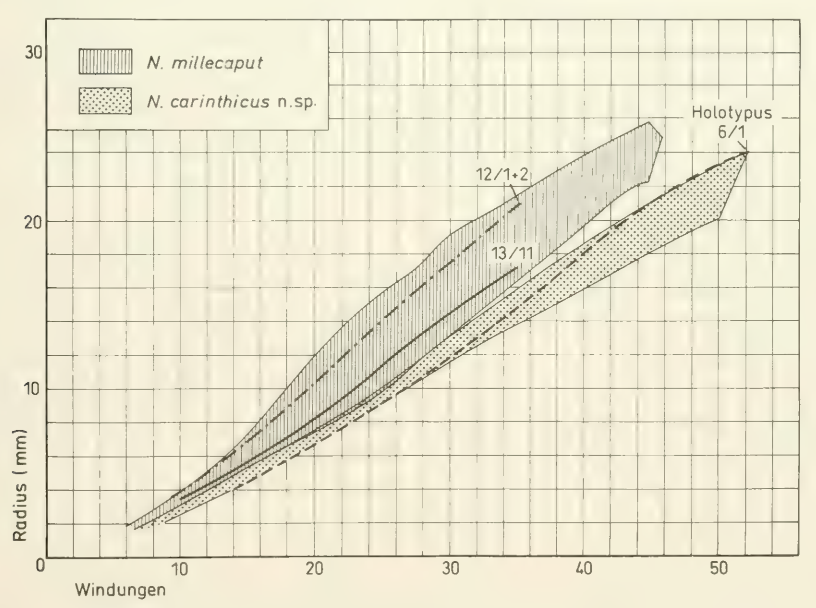


Abb. 8: Spiraldiagramm der B-Formen von *Nummulites carinthicus* n. sp. und Vergleich mit dem Spiraldiagramm von *Nummmlites millecaput* (nach SCHAUB 1981) (12/1 = Prot. 6114, 12/2 = Prot. 6133, 13/11 = Prot. 6134, 6/1 = Prot. 6106).

oberen Cuisium sowie mittleren Lutetium der Dobranberg-Formation wurden von mir 2 Arten aus der Gruppe der *Ass. spira* gefunden.

Assilina laxispira De La Harpe, 1926
Taf. 4, Fig. 1-9

1983 *Assilina laxispira* De La Harpe, 1926. - Isuman: 148, Abb. 87-91; Taf. 14, Fig. 3; Taf. 15, Fig. 2-3; Taf. 16, Fig. 1-3 (hier weitere Literatur).

Material und Beschreibung: Die Art wurde an den Lokalitäten 7, 8, 9 und 14 gefunden. Lokalität 7: Äquatorialschnitte von 3 B-Formen (15 bis 17 mm ø) und einer A-Form (6,7 mm ø). Lokalität 8: zahlreiche Äquatorialschnitte von B-Formen, 2 vermeßbar, 14 und 16 mm ø) und einige A-Formen (2 vermeßbar, 5,5 und 7 mm). Lokalität 9: Äquatorialschnitte von 2 B-Formen (13,5 und 18,4 mm ø) und 4 A-Formen (5,9 bis 6,6 mm ø). Lokalität 14: Äquatorialschnitt einer B-Form (15 mm ø).

Äquatorialschnitt der B-Formen: 10 Windungen kommen auf einen Radius von 7,0 bis 7,8 mm, 11 Windungen auf 7,9 bis 8,8. Das größte Exemplar von der Lokalitat 9 besitzt 12 Windungen auf einen Radius von 8,7 mm (10 Windungen auf 7,0 mm) und ist somit von allen vermessenen Exemplaren das engspiraligste. Die beiden Exemplare der Lokalität 9 haben einen dünneren Spiralstrang als die der übrigen Lokalitäten, bei denen der Spiralstrang relativ dick ist.

Äquatorialschnitt der A-Formen: Der Proloculus ist 0,4 bis 0,55 mm groß. 4 Windungen kommen auf einen Radius von 2,5 bis 3,0 mm, 5 Windungen (3 Exemplare) auf einen Radius von 3,3 bis 3,4 mm.

Vergleiche: Zwei weitspiralige A- und B-Formen (Taf. 4, Fig. 2, 5) der Lokalität 8 können auch als Übergangsformen von *Ass. laxispira* zu *Ass. maior* betrachtet werden (B-Form: 10 Windungen auf einen Radius von 7, 8 mm; A-Form: 4 Windungen auf einen Radius von 3 mm) und besitzen auch Ähnlichkeit mit *Ass. maior punctulata*. Letztere Unterart zeichnet sich durch einen dicken Dorsalstrang und Kammern aus, die z. T. isometrisch (selten bei der B- und A-Form der Lokalität 8) sind. Der Proloculus von *Ass. maior punctulata* (0,6 bis 0,8 mm, Schaub 1981) ist größer.

Altersstellung: *Ass. laxispira* tritt nach Schaub (1981, Abb. 26) im mittleren Cuisium und unteren Teil des oberen Cuisiums auf. Auch Isuman (1983) konnte die Art noch im unteren Teil des oberen Cuisiums nachweisen. Übergangsformen von *Ass. laxispira* zu *Ass. maior* kommen nach Schaub (1981) ab dem Grenzbereich vom mittleren zum oberen Cuisium und im unteren Teil des oberen Cuisiums vor. *Ass. maior punctulata* tritt nach Schaub (1981) im oberen Cuisium auf. Im Untersuchungsgebiet wurde die Art zusammen mit Nummuliten des mittleren Cuisiums (Lokalität 7 und 14) und oberen Cuisiums (Lokalität 9) gefunden. Lokalität 8 mit Übergangsformen von *Ass. laxispira* zu *Ass. maior* kann in den Grenzbereich vom mittleren zum oberen Cuisium oder in das obere Cuisium gestellt werden.

Assilina spira planospira (Boubée, 1831)
Taf. 4, Fig. 10-11

1981 *Assilina spira planospira* (Boubée, 1831). - Schaub: 204, Taf. 83, Fig. 1-10; Tab. 17 b.

Material und Beschreibung: An der Lokalität 6 wurden die Äquatorialschnitte einer B- und einer A-Form und an der Lokalität 11 ein Äquatorialschnitt einer A-Form (Prot. 6139 = 11/10) gefunden.

B-Form: Es sind beide Seiten des äquatorial gespaltenen Exemplars (ø 31,5 mm) auf zwei Gesteinsstücken (E 1891 GF, A u. B) vorhanden, die die für *Ass. spira planospira* typischen Windungsverdoppelungen aufweisen. Die Spiralweite entspricht in etwa der dieser Unterart. Durch die Windungsverdoppelungen ist die unregelmäßige Spirale engspiraliger als die von *Ass. spira spira*. Es wurden 15 Umgänge auf einen Radius von 15,0 bis 17,0 mm gemessen.

A-Form: Beide Exemplare weisen keine Windungsverdoppelungen auf. Das Exemplar der Lokalität 6 (ø 6,5 mm, Proloculus 0,65 mm) ist etwas engspiraliger (3 Umgänge auf einen Radius von 2,7 mm, 4 Umgänge auf einen Radius von ca. 3,7 mm) als das Exemplar der Lokalität 11 (ø 7,3 mm, Proloculus 0,65 mm; 3 Umgänge auf einen Radius von 3,1 mm, 4 Umgänge auf einen Radius von 4,2 mm).

Vergleiche: Die B-Form stimmt in ihren Merkmalen (Größe, Spirale) mit *Ass. spira planospira* überein. Die beiden A-Formen sind kleiner (?Erhaltung) als die von Schaub (1981) beschriebenen A-Formen von *Ass. spira planospira*, stimmen jedoch in der Spiralweite und Größe des Proloculus gut mit Exemplaren überein, die von Schaub (1981) abgebildet wurden und die ebenfalls keine Windungsverdoppelungen aufweisen. Die Spiralen von *Ass. spira spira* und *Ass. spira planospira* sind allerdings sehr ähnlich. Die A-Form der Lokalität 11 könnte auch zu *Ass. spira spira* gehören, obwohl sie weitspiraliger als die A-Form von Lokalität 6 ist.

Altersstellung: Nach Schaub (1981: Abb. 26) charakterisiert *Ass. spira abrardi* das untere Lutetium. *Ass. spira spira* beginnt nach diesem Autor im mittleren Lutetium und reicht bis zur Basis des oberen Teils des mittleren Lutetiums, während *Ass. spira planospira* im oberen Teil des mittleren Lutetiums erscheint und bis zur Basis des oberen Lutetiums vorkommt. Aufgrund der Nummuliten können die Lokalitäten 6 und 11 in den unteren Teil des mittleren Lutetiums eingestuft werden. *Ass. spira planospira* tritt also im Eozän des Krappfeldes früher auf.

4. ZUSAMMENFASSUNG

Die ältesten Sedimente der Guttaring-Gruppe (Sonnberg-Nummulitenschichten bei Guttaring und Sittenberg-Formation westlich Klein St. Paul) enthalten Großforaminiferen des basalen Cuisiums (SCHAUB 1981). Die jüngsten am Sonnberg bei Guttaring aufgeschlossenen Schichten mit Nummuliten und Assilinen reichen wahrscheinlich nicht über das untere Cuisium hinaus. Die Sittenberg- und Dobranberg-Formationen gehen noch im unteren Cuisium ineinander über. Die Dobranberg-Formation besteht aus Fossilschuttkalken einer Karbonatplattform, die häufig reich an verschiedenen Großforaminifern sind. Über Großforaminiferen dieser Formation lagen bisher keine Artbestimmungen vor. Die für einen Nachweis von Mitteleozän in der Literatur (VAN HINTE 1963) angegebenen Foraminiferen kommen bereits im Cuisium vor. Vor allem in der mittleren und oberen Dobranberg-Formation wurden Proben mit Nummulitidae aufgesammelt. Es ließ sich mit verschiedenen Arten der Gattungen *Nummulites* und *Assilina* das mittlere und obere Cuisium sowie der untere Teil des mittleren Lutetiums nachweisen. Das untere Lutetium wird in Fossilschuttkalken mit *Alveolina* vermutet, die zwischen Kalken mit Nummulitidae liegen. Es werden 5 Arten der Gruppe des *Nummulites burdigalensis*, 2 Arten der Reihe des *N. partschi*, je eine Art der Reihen des *N. discorbinus* und des *N. pustulosus*, 2 Arten der Gruppe des *N. laevigatus* und 2 Arten der Reihe des *N. distans* beschrieben. 2 Arten der Gattung *Nummulites* sind neu. *N. krappfeldensis* n. sp. ist ein Vertreter der Gruppe des *N. laevigatus*, der sich gut in die Reihe des *N. brongniarti* einordnen läßt und in die Entwicklung von *N. laevigatus* zu *N. sordensis* paßt. *N. carinthicus* n. sp. gehört in die Reihe des *N. distans* und ist eine Übergangsform zwischen *N. millecaput* und *N. dufrenoyi*. Beide neuen Arten kommen im unteren Teil des mittleren Lutetiums vor. Von der Gattung *Assilina* werden zwei Arten der Gruppe der *Assilina spira* beschrieben.

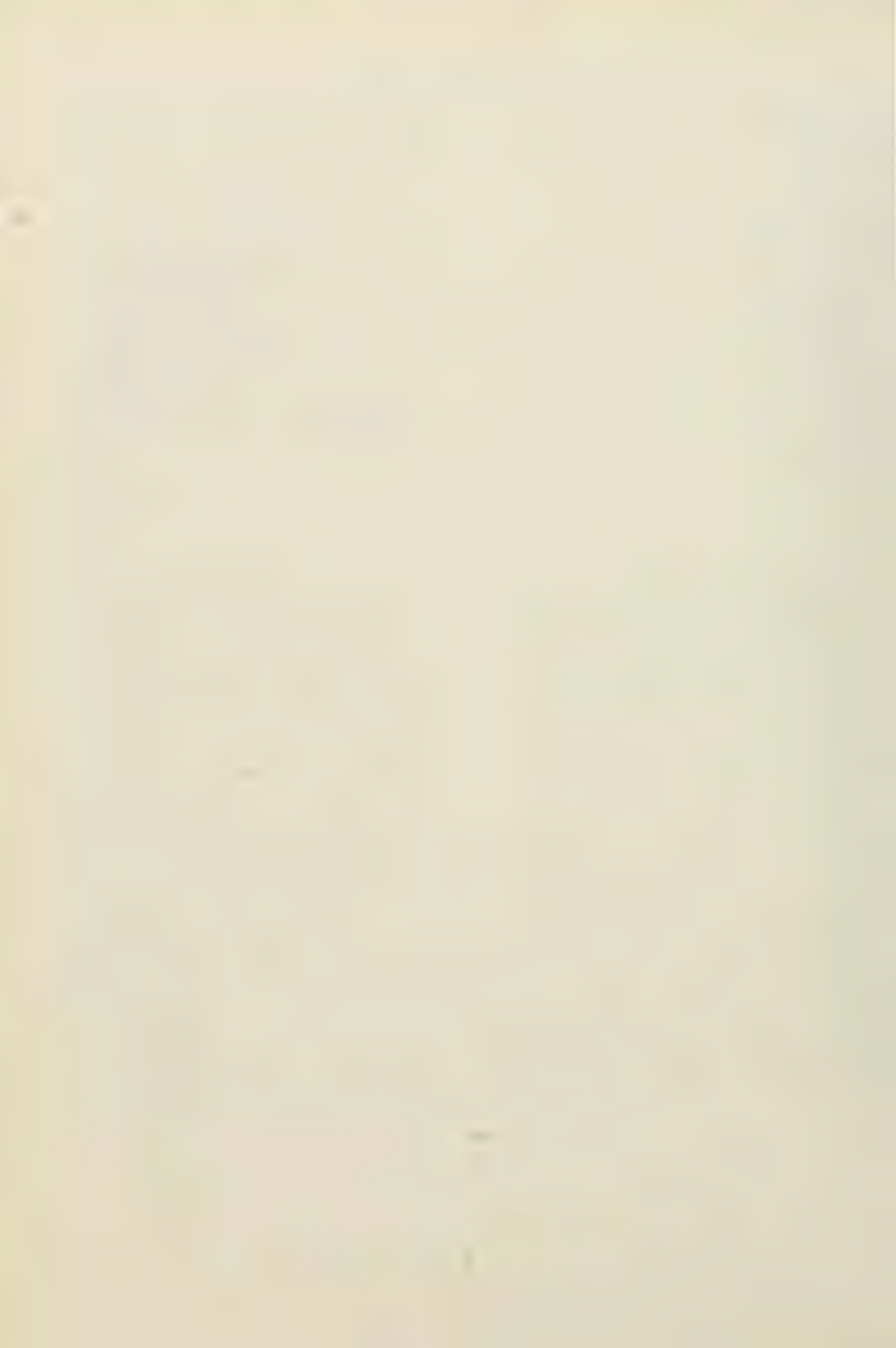
SCHRIFTENVERZEICHNIS

ISUMAN, N. (1983): Mikropaläontologische Untersuchungen von Großforaminiferen (Nummuliten und Assilinen) im Alttertiär von Südostspanien (Aspe und Agost in der Provinz Alicante). - Berliner Geowiss. Abh., Reihe A, **49**; 61-170, 116 Abb., 3 Tab., 20 Taf.; Berlin.

SCHAUB, H. (1981): Nummulites et Assilines de la Téthys paléogene. Taxonomie, phylogenèse et biostratigraphie. - Schweiz. paläont. Abh., **104**, **105**, **106**: 236 S., 115 Abb., 18 Tab., 97 Taf.; Basel.

VAN HINTE, J. E. (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). - Jb. Geol. Bundesanst., Sonderbd., **8**: 147 S., 15 Abb., 6 Tab., 4 Beil., 22 Taf.; Wien.

WOLTER, L., THIEDIG, F., PESCH, P., HALAMIC, J. & APPOLD, TH. (1982): Geologie und Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich. - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **53**: 207-248, 9 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hamburg.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	295–300	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Unterlutetische Operculinen der Äußeren Dinariden

Von

RAJKO PAVLOVEC*)

Mit 1 Tabelle und 1 Tafel

KURZFASSUNG

In den unterlutetischen Kalken der Äußeren Dinariden kommen *Operculina praespira*, *O. monacensis* n. sp. und *O. maxima* häufig vor. Am ältesten ist *Operculina praespira*, am jüngsten *O. maxima*, in den stratigraphisch höchsten Horizonten finden sich jedoch alle drei zusammen. Neben der Neubeschreibung von *O. monacensis* n. sp. wird auch die Frage der Paläoökologie der Nummulitinen und ihr Vorkommen in Flysch-Schichten erörtert: einzelne Gattungen und sogar Arten scheinen für ihre optimale Entwicklung geringfügig unterschiedliche Milieus benötigt zu haben.

ABSTRACT

In the Lower Lutetian limestones of the Outer Dinarides frequently occur *Operculina praespira*, *O. monacensis* n. sp. and *O. maxima*. *Operculina praespira* is the oldest, and *O. maxima* the youngest, in the uppermost stratigraphic horizons the three taxa appear together. A description of *O. monacensis* is given and also the question of palaeoecology of nummulitines and their presence in Flysch beds is considered. Individual genera and even species obviously needed slightly differing environments for their optimal development.

1. EINLEITUNG

Unter den zahlreichen Nummulitinen sind auch die Operculinen in den Äußeren Dinariden für die stratigraphische Gliederung sehr bedeutend. Besonders häufig erscheinen sie auf der unterlutetischen Karbonatplattform, von wo sie auch in Flysch-Schichten transportiert wurden. Die genauere Entwicklung der Operculinen ist noch zu wenig erforscht. In den slowenischen und kroatischen Teilen der Äußeren Dinariden kommen besonders drei Arten häufig vor, unter ihnen wird eine neue hier beschrieben. Auch die älteren Horizonte führen mehrere Formen, die aber noch nicht genügend bekannt sind; auch ihre genaue stratigraphische Position kennt man noch nicht. So wurde die Form *Operculina* aff. *praespira* aus dem oberen Cuis schon öfter erwähnt (PAVLOVEC 1981a), es dürfte sich hierbei um eine neue Art oder Unterart handeln; auch sie kommt in den Äußeren Dinariden vor.

Während meines Aufenthaltes in München als Humboldt-Stipendiat habe ich mich unter anderem auch mit den Operculinen beschäftigt, insbesondere mit jenen aus dem Ilerd. Ich denke gerne an die im Institut für Paläontologie und historische Geologie in München verbrachte Zeit zurück. In besonders angenehmer Erinnerung ist mir Prof. Dr. HERBERT HAGN geblieben, der mir bei meiner Arbeit viel geholfen hat; von ihm konnte ich viel lernen. Sehr angenehme Kontakte hatte ich auch mit Kollegen Prof. Dr. DIETRICH HERM, dem jetzigen Institutsleiter. Zugleich mit dem ausgesprochenen Dank an beide möchte ich ihnen hiermit zum Jubiläum gratulieren.

*) Prof. Dr. RAJKO PAVLOVEC, Katedra za geologijo in paleontologijo (Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie) Univerza v Ljubljani (Universität Ljubljana), Aškerčeva 2, 61000, Ljubljana, Slowenien

2. DIE OPERCULINEN DER ÄUSSEREN DINARIDEN

Operculinen kommen in Kalken und Flysch-Schichten vor. Die älteste Form ist die aus dem oberen Thanet stammende *Operculina azilensis* Tambareau, am jüngsten *Planoperculina complanata* Defrance aus Oligozän-Klastiten. Im Ilerd kommt *Operculina exiliformis* Pavlovec (Pavlovec 1966) häufig vor, die Hottinger (1977: 66) als Synonym für *O. ammonea* Leymerie ansieht. Ihr massenhaftes Auftreten war für den Operculinenkalk namengebend (Pavlovec 1963: 540). Später stellte es sich heraus, daß es sich hierbei nicht um einen einzigen großräumig beständigen Horizont handelt, deshalb wurde die Benennung wieder aufgegeben (vgl. Drobne & Pavlovec 1969: 29). Dies bedeutet, daß die Bedingungen für eine große Operculinenverbreitung nur an einigen Stellen gegeben waren.

In anderen Teilen des unteren Eozäns der Äußeren Dinariden sind Operculinen weder im Flysch noch in Kalken häufig verbreitet. Viele nummulitenreiche Vorkommen weisen überhaupt keine Operculinen auf, bzw. sind diese sehr selten (vgl. De Zanche et al. 1967; Pavlovec 1991 b). Manchmal finden sich im Flysch viele Assilinen und keine oder kaum Operculinen, so tritt z. B. in Goriška Brda bei Görz (Gorica), Westslowenien, die *Assilina maior* Heim sehr zahlreich auf, von dort ist jedoch keine *Operculina* bekannt (Cimerman et al. 1974). In unterlutetischen Kalken Istriens kommen an manchen Stellen so viele Assilinen vor, daß die Benennung Assilinenkalk geprägt wurde (Aubouin & Neumann 1960: 390). Diese Kalke sind auch reich an Operculinen. Andererseits kommen in gleichalten Flyschsedimenten Istriens stellenweise ziemlich viele Assilinen, dafür wenige Operculinen vor. In den unterlutetischen Schichten von Istrien sind mancherorts große Operculinen (*Operculina maxima* Pavlovec, *O. monacensis* n. sp.) sehr häufig, fehlen jedoch im Flysch völlig.

Der Grund für das unterschiedliche Auftreten von Nummulitinen in Flysch und Kalken wird wohl in der Verschiedenartigkeit der Karbonatplattform-Bereiche zu sehen sein, von denen die Nummulitinengehäuse in das Flyschmeer transportiert worden sind (Pavlovec 1969; 1988; Nemčok & Vanová 1977: 111). In den Äußeren Dinariden zerfiel im Paläogen die Karbonatplattform, es setzte eine Beckensedimentation ein. Für verschiedene Gebiete lassen sich beide Sedimentationsräume gleichzeitig nachweisen, was deshalb viele Operculinen und Assilinen in gleichaltrigen Kalken und Flyschsedimenten erwarten läßt. Doch kommen z. B. in Goriška Brda bei Vipolže im Obercuis-Flysch außerordentlich viele Gehäuse der *Assilina maior* Heim in der A- und B-Generation (Cimerman et al. 1974) zusammen mit *Ass. cuvillieri* Schaub, *N. campesinus* Schaub, *N. manfredi* Schaub, *N. quasilaevigatus* Pavlovec und anderen vor. *Assilina maior* Heim war offensichtlich auch auf der Karbonatplattform sehr verbreitet, doch wurde sie an keiner Stelle der näheren oder weiteren Umgebung, weder in Slowenien noch in Istrien, gefunden. Nur aus Kalken aus dem Profil Skradin-Dubravice nördlich von Sibenik in Dalmatien kennt man zahlreiche Gehäuse der *Assilina maior* Heim (Drobne et al. 1991 d). Dort tritt diese Art monospezifisch auf.

Dabei drängt sich die Frage auf, in welchem Milieu die verschiedenen Nummulitinen tatsächlich gelebt haben. Es wurde wiederholt behauptet, die Nummuliten, Operculinen und Assilinen hätten jeweils spezifische paläoökologische Bedingungen benötigt (vgl. Pavlovec 1981 a: 67) wenn auch bezüglich der Einzelheiten die Meinungen deutlich auseinandergehen. Benjamini (1979: 53) meint, die Nummuliten und Operculinen bevorzugten weniger Wasserenergie bzw. Wasserzirkulation. Andere Autoren denken mehr an einen Zusammenhang zwischen Pflanzen und verschiedenen Foraminiferenarten (vgl. Hottinger 1977), was zudem von paläo-

		Kalk	Klastische Gesteine
Oligozän		O. gomezi Colom & Bauza	Planoperculina complanata Defrance, O. ex gr. alpina
Priabonien		O. alpina Douvillé O. gomezi Colom & Bauza	
"Biarritzien"			O. roselli Hottinger, O. schwageri Silvestri, O. aff. alpina sensu Hottinger 1977
Lutetien	oberes	O. aff. bericensis	O. bericensis Oppenheim, O. schwageri Silvestri, O. aff. roselli
	mittleres	O. aff. parva	
	unteres	O. maxima Pavlovec, O. monacensis n. sp., O. praespira (Douvillé)	O. praespira (Douvillé)
Cuisien	oberes	O. aff. praespira, O. cf. marinellii	
	mittleres	O. marinellii similis Khan & Pavlovec, O. marinellii marinellii Dainelli	O. marinellii similis Khan & Pavlovec
	unteres		
Ilerdien	oberes	O. ammonea Leymerie	
	mittleres	O. ammonea Leymerie, O. canalifera D'Archiac, O. douvillei Doncieux, O. exiliformis Pavlovec	
	unteres	O. azilensis Tambareau, O. ornata Hottinger, O. ammonea tectosaga Hottinger	
Oberes Thanetien		O. azilensis Tambareau	

Tab. 1: Übersicht über die in den Äußeren Dinariden gefundenen Operculinen (nach Drobne 1977; Drobne et al. 1991 a, b, c, d; Jungwirth et al. 1987; Khan et al. 1975; Pavlovec 1981 a, b; 1982; 1985; 1991 a; Pavlovec & Majcen 1986; sowie bisher unpubl. Daten).

ökologischen Verschiedenheiten abhängen könnte (PAVLOVEC 1983: 18). Nach Beobachtungen der Nummulitinen in Paläogen-Kalken der Adriatischen Karbonatplattform bin ich überzeugt, daß Operculinen und Assilinen für ihre optimale Entwicklung sehr ähnliche Environments gebraucht haben. Geringfügigere ökologische Unterschiede herrschten wohl bezüglich ihrer einzelnen Arten (PAVLOVEC 1988: 151).

In Nordistrien gibt es Profile, in denen in einigen Meter mächtigen Kalken zunächst sehr viele Alveolinen vorkommen, in den Horizonten darüber Nummuliten vorherrschen und noch höher Assilinen mit Operculinen. Das ließe sich mit einer allmählichen Milieuänderung erklären, wahrscheinlich mit einer leichten Vertiefung des Meeres im distalen Bereich der Karbonatplattform.

Beobachtungen der rezenten Operculinen weisen darauf hin, daß sie zwar auch in großen Tiefen leben können, jedoch bis zu einer Tiefe von 130 m am häufigsten auftreten, KAEVER (1970: 120) gibt zwischen 100 und 130 m an. HOTTINGER (1977: 37) fand die Art *Operculina ammonoides* GRONOVIUS im Roten Meer in der Tiefe zwischen 30 und 120 m mit maximalem Auftreten zwischen 45 und 80 m. Er ist überzeugt, daß Vegetationsunterschiede und geringere Milieuschwankungen für die Operculinenverbreitung wichtiger sind als die Meerestiefe. Er spricht auch von kombinierten Faktoren (u. a. Licht, Substrat) von denen die Foraminiferen beeinflußt werden. (HOTTINGER 1982: 363; 1984: 142).

Operculinen und Assilinen haben für eine optimale Entwicklung offenbar größere Meerestiefen als die meisten Nummuliten bevorzugt, wahrscheinlich in der Nähe des Plattform-Außenrandes. Dies entspricht auch dem Modell von ARNI (1965: 18) teilweise auch den Vorstellungen von SARTORIO & VENTURINI (1988: 224). In Flysch-Schichten wären deshalb zahlreiche Operculinen und Assilinen zu erwarten, tatsächlich sind jedoch Nummuliten weit häufiger; ihr Hauptverbreitungsareal lag wahrscheinlich etwas weiter im Inneren der Karbonatplattform. Verständlicherweise führt der Flysch wenige Alveolinen und andere Foraminiferen, die weiter vom Plattformrand entfernt in ruhigerem Flachwasser lebten.

Nach Einschätzung der autochthonen bzw. allochthonen Faunenanteile bin ich überzeugt, daß der Großteil der Nummulitinen in den Paläogen-Kalken der Dinariden aber auch anderswo keine echte Paläobiozönose, sondern meist eine Thanatozönose darstellen (PAVLOVEC 1983: 17; ALADŽOVA-HRISČEVA & HRISČEV 1976: 21; ALADŽOVA-HRISČEVA 1980: 22 -23). Deshalb sind in vielen Kalken Nummuliten, Assilinen und Operculinen oft vermischt. In den Äußeren Dinariden gibt es viele Belege dafür, daß die Nummulitinen tatsächlich transportiert und mit Karbonatsedimenten vermischt worden sind (Bioturbation, Vorkommen in Nestern usw., vgl. PAVLOVEC 1983). Weil jedoch die Umlagerung jeweils bald nach dem Tod der Tiere erfolgt sein dürfte, können die Nummulitinen als mit den Schichten synchron gelten und bieten sich dennoch für biostratigraphische Schlußfolgerungen an (PAVLOVEC, 1991 a).

2.1 *Operculina monacensis* n. sp.

Taf. 1, Fig. 1, 5

1969 *Operculina praespira* (DOUVILLÉ). - PAVLOVEC: 18-19, 43 (partim), Taf. 10.

1981 a *Operculina* aff. *maxima* n. ssp. - PAVLOVEC: 73, Taf. 2, Fig. 3-5

1986 *Operculina* aff. *maxima* sensu PAVLOVEC 1981. - MAJCEN: 35-36, Taf. 21.

1987 *Operculina* aff. *maxima* sensu PAVLOVEC 1981. - MAJCEN: 63-65, Abb. 5-6, Taf. 24.

1988 *Operculina* aff. *maxima* n. ssp.? - PAVLOVEC: 165.

1991 *Operculina* aff. *maxima*. - DROBNE et al. 1991 b: 85.

Derivatio nominis: Nach der Stadt München, dem Wirkungsort meines Mentors und Freundes Prof. Dr. H. HAGN und Kollegen Prof. Dr. D. HERM zu Ehren.

Holotypus: Mikrosphärische Generation, Sammlung des Lehrstuhls für Geologie und Paläontologie der Universität Ljubljana, Inv.-No. 5439.

Locus typicus: Stena am Fluß Dragonja, Südslowenien, in der Nähe der Staatsgrenze zwischen Slowenien und Kroatien.

Stratum typicum: Nummulitenkalk, unteres Lutet.

Diagnose: Große *Operculina* mit starkem Dorsalstrang, schnell steigenden Windungen, leicht geneigten und gebogenen Septen, die erst ganz oben stärker gebogen sind.

Beschreibung: Mikrosphärische Generation: Auf der Oberfläche ist ein starker Dorsalstrang und Septenverlauf sichtbar. Zwischen den Septen finden sich viele winzige Granulationen. Die Windungen steigen schnell und verhältnismäßig gleichmäßig, bei vielen Exemplaren kommen Anomalien im Windungsverlauf vor. Die Windungssteigung erweist sich größer als bei *Operculina praespira* und ähnlich wie bei *O. maxima*. Die Septen sind ein wenig geneigt und gebogen, erst in der Nähe der Spitze stärker gebogen. Die Septenform ist ähnlich wie bei *Operculina maxima*, während *O. praespira* etwas stärker gebogene Septen aufweist.

Die Schale ist größer als die von *Operculina praespira*, aber kleiner als von *O. maxima*.

Angaben für Operculinen aus Istrien:

	Schalendurchmesser (in mm)	Windungszahl
O. praespira	15-24	6-9
O. monacensis	21-34	6-8
O. maxima	34-41	8-9

Megalosphärische Generation: In den istrischen Kalken aus dem unteren Lutet kommt diese Generation seltener vor als die mikrosphärische. Sie weist Übergangsmerkmale zwischen *Operculina praespira* und *O. maxima* sowohl hinsichtlich der Größe als auch im Windungsverlauf auf, letzterer steigt langsamer als bei *O. maxima*. Die Anfangskammer ist groß und rund. Die Kammern erweisen sich etwas länger als bei *Operculina praespira* und ähnlich wie bei *O. maxima*. Bei einem Schalendurchmesser von 7,5 mm sind es 3 Windungen, bei *O. maxima* kommen auf 10 mm 3 Windungen.

Bemerkungen: Seit längerer Zeit kennt man eine Form, die beträchtlich größer ist als *Operculina praespira* (Taf. 1, Fig. 3-4) aber kleiner als *O. maxima* (Taf. 1, Fig. 2, 6, 7; PAVLOVEC 1985: 227, 229; DROBNE et al. 1991 b). Schon im Jahre 1969 (PAVLOVEC 1969: 171, 195) wurde erwähnt, daß in den jüngeren

Abschnitten des unteren Lutets Schalen der Art *Operculina praespira* wahrscheinlich etwas größer sind als zu Beginn des Lutets. Entsprechend der weitgehenden Ähnlichkeit zu *O. maxima* könnte sie als eine Unterart davon gelten, doch vertreten wir den Standpunkt, daß eine Unterscheidung der Arten und Unterarten in der Paläontologie außerordentlich schwierig ist, weil es an greifbaren Kriterien fehlt. *Operculina maxima* wurde von HOTTINGER (1977: 71) zur Art *O. praespira* als *O. praespira maxima* gestellt. Zwischen den beiden Unterarten *praespira* und *maxima* erscheint jetzt noch die neue Form „*monacensis*". Würde man sich für Unterarten entscheiden, müßte „*monacensis*" und „*maxima*" zu einer Art zusammengefaßt werden, keineswegs aber „*maxima*" und „*praespira*".

Stratigraphische und regionale Verbreitung: *Operculina monacensis* kommt im Alveolinen-Nummulitenkalk des slowenischen Teils von Nordistrien (häufig in Stena am Fluss Dragonja und in der näheren Umgebung) und im nördlicheren Teil des kroatischen Istriens (Umgebung von Grožnjan) vor. Sie scheint u. a. auch in Sümeg (Ungarn) aufzutreten. Sie stellt eine der wichtigen Operculinenarten des unteren Lutets dar. Ihre Vorgängerin ist *Operculina praespira*, ihre Nachfolgerin *O. maxima*.

Am Fundort des Holotypus findet sich *Operculina monacensis* mit *Nummulites laevigatus* (BRUGUIÈRE), *Assilina tenuimarginata* HEIM und *Ass. istrana* PAVLOVEC (= *Ass. spira abrardi* SCHAUB 1981) vergesellschaftet. Die dortigen Nummulitinen sind eingehender von MAJCEN (1987) behandelt worden. Auch im Profil Ragancini-Lišani in Istrien (DROBNE et al. 1991 b) kommen neben *Operculina monacensis* (= *O.* aff. *maxima*) *O. praespira*, *Assilina spira abrardi*, *Nummulites laevigatus*, *N. praediscorbinus* SCHAUB, *N. alponensis* SCHAUB und *Alveolina hottingeri* DROBNE vor.

Was die stratigraphische Lage aller drei Operculinenarten des unteren Lutets betrifft, sind Erforschungen eines Bohrlochs im Tal der Drnica in der Nähe des Holotypfundortes wichtig (MAJCEN 1986): zunächst erscheint *Operculina praespira* zusammen mit *N. laevigatus*, *N. praediscorbinus* und *N. campesinus*. In etwas jüngeren Schichten kommt noch *Operculina monacensis* hinzu, daneben erstmals auch *N. obesus* D'ARCHIAC & HAIME. Erst beträchtlich später tritt *Operculina maxima* erstmals in Erscheinung, zusammen mit *O. praespira* und *O. monacensis*. *Nummulites praediscorbinus* und *N. laevigatus* enden stratigraphisch noch vor dem Auftreten der Art *Operculina maxima*, neu ist *Assilina tenuimarginata*.

3. ZUSAMMENFASSUNG

In den Äußeren Dinariden kommen Operculinen in Kalken vom Thanet bis Lutet vor, im Flysch und anderen Klastiten vom Cuis bis zum Oligozän. Ihr stratigraphischer Wert ist jedoch unterschiedlich. Einige kommen nur in Kalken vor, andere auch im Flysch, wenn dort auch weniger häufig.

Was die für die optimale Verbreitung der Operculinen nötigen Milieubedingungen betrifft, neigen wir wenigstens bei den größeren Arten aus dem unteren Lutet zur Auffassung, daß sie in der Nähe des Außenrandes der Karbonatplattform gelebt haben, nicht weit von den großen Assilinen entfernt, die evtl. sogar etwas unterschiedliche Substratbereiche besiedelt haben. Gegen die interne Plattformregion zu nahmen Nummuliten deutlich zu.

Nummulitinen sind von der Karbonatplattform in Flyschschichten transportiert worden. Man würde deshalb im Flysch aus dem unteren Lutet deutlich mehr Operculinen und Assilinen und weniger Nummuliten erwarten. Doch der Sachverhalt ist gerade umgekehrt; dieses Phänomen konnte bisher noch nicht geklärt werden.

Im Alveolinen-Nummulitenkalk der Äußeren Dinariden finden sich Nummuliten, Operculinen und Assilinen oft vermischt. Daraus folgt, daß es sich hier um keine echte Paläobiozönose handeln dürfte, sondern Umlagerungen mit geringen Transportweiten stattgefunden haben.

Zwischen *Operculina praespira* und *O. maxima* aus dem unteren Lutet stellt *O. monacensis* eine Übergangsform dar. Im Bohrloch in Südslowenien tritt zunächst *Operculina praespira* auf, nur etwas später folgt *O. monacensis*, *O. maxima* kommt dagegen in jüngeren Abschnitten zusammen mit den vorher gesammelten Arten vor.

Tafel 1

Fig. 1 Zwei Exemplare der mikrosphärischen Generation von *Operculina monacensis* n. sp., in der Mitte megalosphärische Generation von *Assilina spira abrardi* SCHAUB (Äquatorialschnitte). - Unterlutetischer Kalk, Drnica bei Dragonja, Nordistrien, Slowenien; x 2.

Fig. 2 *Operculina maxima* PAVLOVEC, beide Generationen (Äquatorialschnitte). - Unterlutetischer Kalk, Roma bei Roč, Mittelistrien, Kroatien, x 2.

Fig. 3-7 Unterlutetische Kalke, mikrosphärische Generation. - Äquatorialschnitt, x 2. Fig. 3: *Operculina praespira* (DOUVILLÉ), Ragancini-Lišani, Mittelistrien, Kroatien. Fig. 4: *Operculina praespira* (DOUVILLE), Steinbruch Črni Kal, Nordistrien, Slowenien. Fig. 5: *Operculina monacensis* n. sp. (Holotypus No. 5439), Stena bei Dragonja, Nordistrien, Slowenien. Fig. 6: *Operculina maxima* PAVLOVEC, Boljunsko Polje, Mittelistrien, Kroatien. Fig. 7: *Operculina maxima* PAVLOVEC, Mirna unter Grožnjan, Mittelistrien, Kroatien.


7
6
5
4
2
3
1

SCHRIFTENVERZEICHNIS

ARNI, P. (1965): L'évolution des Nummulitidae en tant que facteur de modification des dépots littoraux. - Mém. B. R. G. M., Coll. Internat. Micropal., **32**: 7-20; Paris.

ALADŽOVA-HRISČEVA, K. (1980): Numulitidi ot centralna severna i severozapadna Blgarija i tjahnoto stratigrafsko značenie. - Sofijski univ., Geol.-geograf. fak., Kat. dinam. istor. geol.: 1-30; Sofia.

ALADŽOVA-HRISČEVA, K. & HRISČEV, H. (1976): Uslovija zahoronenija i konservacii nummulitidnoj fauni (na primere paleogenovih otloženii Severnoj Bolgarii). - Geol. Balcanica, **6**: 21-30; Sofia.

AUBOUIN, J. & NEUMANN, M. (1960): Sur la géologie de l' Istrie méridionale. Comparaison avec les régions dinariques et hellénique correspondantes. - Bull. Soc. géol. France, (7), **2**: 388-395; Paris.

BENJAMINI, Ch. (1979): Facies relationships in the Aredat Group (Eocene) in the Northern Negar, Israel. - Israel Journ. Earth Sc., **28**: 47-69; Jerusalem.

CIMERMAN, F., PAVLOVEC, R., PAVŠIČ, J. & TODESCO, L. (1974): Biostratigrafija paleogenskih plasti v Goriških brdih.-Geologija, **17**: 7-130, Taf. 1-34; Ljubljana.

DE ZANCHE, V., PAVLOVEC, R. & PROTO DECIMA, F. (1967): Mikrofavna in mikrofacies iz eocenskih flišnih plasti pri Ustju v Vipavski dolini, JZ Slovenija. - Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razred, **10**: 205-263, Taf. 1-17; Ljubljana.

DROBNE, K. (1977): Alvéolines paléogènes de la Slovenie et de l' Istrie. - Mém. suisse Paléont., **99**: 1-132, Taf. 1-21; Bâle.

DROBNE, K. & PAVLOVEC, R. (1969): Les faciès paléocènes en Slovenie. - III. Simpozij Dinar. asoc.: 27-33; Zagreb.

DROBNE, K., OGORELEC, B., PAVLOVEC, R. & PAVŠIČ, J. (1991 a): Golež, Danian, Cuisian. - Introduction to the Paleogene, SW Slovenia and Istria. - Field-Trip Guidebook, IGCP Project 286, 61-68; Ljubljana.

DROBNE, K., PAVLOVEC, R. & COSOVIČ, V. (1991 b): Section Ragancini - Lišani, Lower and Middle Lutetian. - Introduction to the Paleogene, SW Slovenia and Istria. - Field-Trip Guidebook, IGCP Project 286, 83-85; Ljubljana.

DROBNE, K., PAVLOVEC, R. & PAVŠIČ, J. (1991c): Section Veliko Gradišče, Thanetian, Ilerdian. - Introduction to the Paleogene, SW Slovenia and Istria, Field-Trip Guidebook, IGCP Project 286, 55-60; Ljubljana.

DROBNE, K., VLAHOVIĆ, I., TRUTIN, M., PAVLOVEC, R., COSOVIČ, V., BABAC, D., CIMERMAN, F., LUČIĆ, D. & PAVŠIČ, J. (1991 d): Excursion B - Ravni Kotari, Paleogene. - Excursion Guide-Book, The second Intern. Symp. on Adriatic carbonate platform, 53-105; Zagreb.

HOTTINGER, L. (1977): Foraminifères operculiniformes. - Mém. Mus. Nat. Hist., n. s., C, **40**: 1-160, Taf. 1-66; Paris.

HOTTINGER, L. (1982): Larger foraminifera, giant cells with a historical background. - Naturwissenschaften, **69**: 361-371; Berlin.

HOTTINGER, L. (1984): Zur Tiefenverbreitung von Großforaminiferen. - Paläontol. Kursbücher, **2**: 140-147; München.

JUNGWIRTH, E., PAVLOVEC, R. & PAVŠIČ, J. (1987): Biostratigrafija strukturne bušotine Nugli-šumeljevci N-6, Zapadna Hercegovina. - Geol. glasnik, **30** (1): 169-179; Sarajevo.

KAEVER, M. (1970): Die alttertiären Großforaminiferen Südost-Afghanistans unter besonderer Berücksichtigung der Nummulitiden. - Münster. Forsch. Geol. Paläontol., **16/17**: 1-400, Taf. 1-19; Münster.

KHAN, M. R., PAVLOVEC, R. & PAVŠIČ, J. (1975): Eocenski mikrofosili iz okolice Podgrada. - Geologija, **18**: 9-60, Taf. 1-9; Ljubljana.

MAJCEN, T. (1986): Numulitinska favna iz vrtine v dolini Drnice. - Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Montanistika, 1-49, 22 Taf.; Ljubljana (Studentenpreisarbeit, Manuskript).

MAJCEN, T., (1987): Spodnjelutecijske numulitine iz okolice Dragonje. - Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Montanistika, 1-73, Taf. 1-26; Ljubljana (Diplomarbeit, Manuskript).

NEMČOK, J. & VANOVÁ, M. (1977): Redeposition of larger foraminifers in East Slovakian Flysch belt. - Geol. Práce, Správy, **67**; 105-134, Taf. 21-24; Bratislava.

PAVLOVEC, R. (1963): Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji. - Razprave Slov. Akad. znan. umet., IV. razred, **7**: 419-556; Ljubljana.

PAVLOVEC, R. (1966): K taksonomiji numulitin. *Operculina exiliformis* n. sp. iz paleogena v južni Sloveniji. - Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razred, **9**: 253-297, 5 Taf.; Ljubljana.

PAVLOVEC, R. (1969): Istrske numulitine s posebnim ozirom na filogenezo in paleoekologijo. - Razprave Slov. akad. znan. umet., IV. razred, **12**: 153-206, 13 Taf.; Ljubljana.

PAVLOVEC, R. (1981 a): Middle Eocene Assilinas and Operculinas in the Dinarids. - Zbornik radova, Znan. savjet za naftu JAZU A, **8**: 67-76, 2 Taf.; Zagreb.

PAVLOVEC, R. (1981b): Fliš v Postojni. - Geologija, **24**: 285-301, 1 Taf.; Ljubljana.

PAVLOVEC, R. (1982): Nekaj značilnih numulitin iz fliša Jugoslavije. - Zbornik radova, **1**: 193-201; Budva.

PAVLOVEC, R. (1983): Paleoecology of Nummulitines. - Boll. Soc. Paleont. Ital., **22**: 15-19; Modena.

PAVLOVEC, R. (1985): Problematika zgornjeeocenskih in oligocenskih numulitin. - Geol. glasnik, Gradja, **28**: 161-169; Sarajevo.

PAVLOVEC, R. (1988): Savremeni pogledi na istraživanja numulitina. - Radovi, 85, Odjel. teh. nauka, **12**: 141-170; Sarajevo.

PAVLOVEC, R. (1991 a): Problematika biostratigrafskih raziskav numulitin. - Rudarsko-metal. zbornik, **38** (1): 117-120; Ljubljana.

PAVLOVEC, R. (1991 b): Operkuline iz eocenskega fliša pri Ustju v Vipavski dolini. - Rudarsko-metal. zbornik, **38** (4); 577-582, 1 Taf.; Ljubljana.

PAVLOVEC, R. & MAJCEN, T. (1986): Numulitine iz eocenskih apnencev Jugoslavije. - XI. Kongres geol. Jug., **2**: 263-274; Tara.

SARTORIO, D. & VENTURINI, S. (1988): Southern Tethys biofacies. - 235 pp.; Milano (Agip).

SCHAUB, H. (1981): Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogenese et biostratigraphie. - Schweiz. Pal. Abh., **104-106**: 1-236, 115 Taf.; Bâle.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	301–309	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Biostratigraphic zonation of the Middle Eocene in the Nile Valley, based on larger Foraminifera

By

ABBAS I. KENAWY, HAMED K. MOHAMED & HASSAN H. MANSOUR*)

With 2 Text-figures and 2 Plates

ABSTRACT

The variable distribution of the different *Nummulites* species in the Samalut Formation and the overlying succession of the Nile valley have led to the recognition of four biostratigraphic zones, each having a considerable regional extention. These zones are from base to top: the *Nummulites uroniensis/N. laevigatus* Zone (Lower Lutetian), *N. brongniarti/N. perforatus* Zone, *N. gizehensis* Zone and *N. beaumonti* Zone (Upper Lutetian). The first two zones are recorded here for the first time in Egypt. On the basis of this larger foraminiferal zonation, the age of the lower part of the Samalut Formation is determined as Lower Lutetian. The upper part of the Samalut Formation as well as the overlying succession are of Upper Lutetian age.

ZUSAMMENFASSUNG

Aus der Samalut-Formation und jüngeren Schichten des Nil-Tals konnten mit Hilfe von Nummuliten-Arten 4 biostratigraphische Zonen erkannt werden, und zwar (von der Basis zum Top) die *Nummulites uroniensis/N. laevigatus*-Zone des Unterlutet sowie die *N. brongniarti/N. perforatus*-Zone, *N. gizehensis*-Zone und *N. beaumonti*-Zone des Oberlutet. Die ersten beiden Zonen wurden erstmals für Ägypten nachgewiesen. Aufgrund der Großforaminiferen-Zonierung ist der untere Abschnitt der Samalut-Formation in das Unterlutet zu stellen. Der höhere Abschnitt der Samalut-Formation wie auch die darüberfolgenden Schichten besitzen Oberlutet-Alter.

1. INTRODUCTION

The stratigraphy of the Middle Eocene in the Nile Valley has been studied by ZITTEL (1883), BLANKENHORN (1900), BEADNELL (1905), HUME (1911), FOURTAU (1896, 1912), CUVILLIER (1930), BARKER (1945), GHORAB & ISMAIL (1957), ISMAIL & FARAG (1957), ISMAIL & BASSIOUNI (1966), KRASHENINNIKOV & PONIKAROV (1964), SAID (1960, 1962, 1971), SAID & MARTIN (1964), BISHAY (1961, 1966), BOUKHARY (1970, 1973), KENAWY et al. (1977), BOUKHARY et al. (1982), and STROUGO et al. (1982). The typical Middle Eocene succession exposed in the Nile Valley shows conformable, but gradational contacts with the underlying Lower Eocene as well as the overlying Upper Eocene sediments. Larger foraminifera, especially nummulites are the most abundant faunal elements in the greater part of the Middle Eocene.

The main object of this paper is the biostratigraphic classification of the Middle Eocene succession based on the larger foraminifera (nummulites) and the determination of the stratigraphic range of the Samalut and the Mokattam Formation. For this purpose, four representative columnar sections were measured in detail at Gabal El Shurafa (northeast of Minia), Gabal El Sheikh Masound (east of Maghagha), Gabal Humaret El Shaibon (northeast of Beni Suef) and Gabal El Mokattam (east of Cairo). Fig. 1 shows the location of these sections.

*) Prof. Dr. ABBAS I. KENAWY, Dr. HAMED K. MOHAMED, Dr. HASSAN H. MANSOUR, Geology Department, Assiut University, Egypt.

2. LITHOSTRATIGRAPHY

The lithostratigraphic classification of the Middle Eocene in the Nile Valley is the subject of controversy between the authors (SAID 1960, 1962, 1971, SAID & MARTIN 1969, AWAD & SAID 1965, BISHAY 1961, 1966, BOUKHARY 1970, 1973). Detailed discussion of the subject is outside the scope of the present work.

SAID (1962) considered the succession overlying the Minia Formation and underlying the Upper Eocene as a Mokattam Formation. SAID & MARTIN (1964) and BOUKHARY (1970, 1973) subdivided the Mokattam Formation sensu SAID (1962) into a number of subunits (members). The base of the formation that is directly overlying the Minia Formation (SAID 1960) is termed Samalut Member by BOUKHARY (1970, 1973). BISHAY (1961, 1966) subdivided the succession into Samalut, Maghagha, Qarars, El Fashn and Beni Suef Formation. SAID (1971) subdivided the succession overlying the Minia Formation into Samalut and Mokattam Formation. The present authors (OMARA et al. 1977) and BOUKHARY (1973) followed BISHAY (op. cit.) and subdivided the succession into Samalut, Maghagha, Qarara and El Mereir Formation.

In the present work the generalized composite succession is here subdivided into two units, the Samalut Formation below and a succession that is overlying the Samalut Formation above. The Samalut Formation is composed mainly of nummulitic limestones, with few white, fine limestone intercalations. The succession attains 65 meters in thickness. The overlying succession shows a vertical and lateral change in lithology (Fig. 2), where broad lenses of sandstone, arenaceous marls and dolomites are recognized in the Beni-Suef and Maghagha sections. It attains there a thickness of over 100 meters.

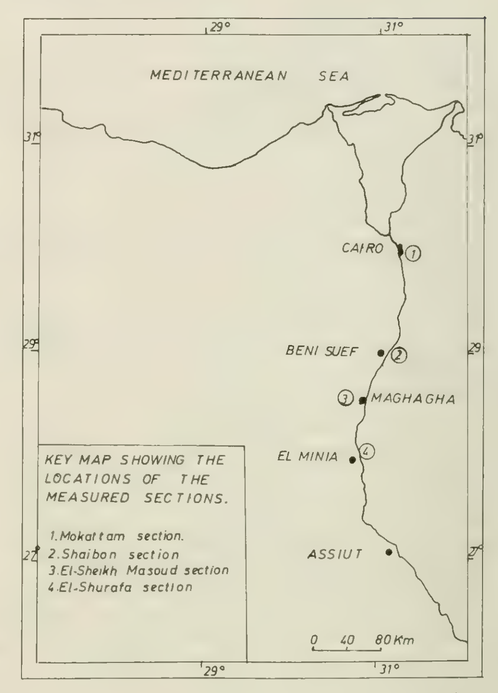


Fig. 1

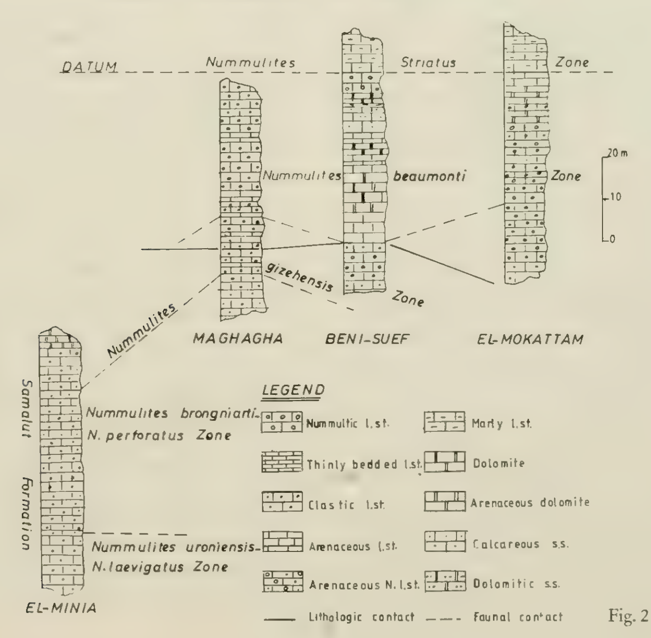


Fig. 2

3. BIOSTRATIGRAPHY

The Lower Lutetian/Upper Lutetian boundary has been a subject of controversy among some geologists in Egypt. BISHAY (1966) has drawn this boundary between the Samalut Formation and the overlying Mokattam Formation and considered the Samalut Formation as Lower Lutetian. According to SAID (1962), this boundary lies between the Samalut Formation and the underlying Minia Formation. However, SAID (1971) followed BISHAY (1961) and mentioned that the lower part of the Samalut Formation ‚may be' of Lower Lutetian age. BASSIOUNI et al. (1975) considered the Samalut rock unit as a member of the Makattam Formation and assigned it to the Upper Lutetian.

3.1 BIOSTRATIGRAPHIC ZONATION

The variable distribution of the different species of larger foraminifers, in the studied sections there are mainly Nummulites, led to the recognition of four biostratigraphic zones which have a considerable vertical and lateral distribution (Fig. 2). These zones could be correlated with similar Middle Eocene sections from other parts of the world (LLUECA 1929, FLANDRIN 1938, NEMKOV 1967, BLONDEAU 1972, SCHAUB 1981).

BISHAY (1966) and BASSIOUNI et al. (1975) classified the Samalut and overlying units into two biozones: the *Nummulites gizehensis* Zone at the base and *Nummulites beaumonti/ Gypsina carteria* Zone at the top.

However, in the studied localities, four biostratigraphic zones, all belonging to the Middle Eocene could be detected. These are described in the following in an ascending order. Their vertical extension in each section is given in Fig. 2.

3.1.1 *Nummulites uroniensis/N. laevigatus* Zone (Lower Lutetian)

This zone is here introduced for the first time in the biostratigraphy of the Middle Eocene. Its lower boundary is marked by the sudden appearance of *Nummulites uroniensis* HAIM and *N. laevigatus* BRUGUIÈRE as well as the disappearance of the early Lutetian *Alveolina frumentiformis* SCHWAGER, that characterizes the underlying succession. In addition to the index species, this zone contains *N. obesus* D'ARCHIAC & HAIME, *N. globulus* LEYMERIE, *N. distans* DESHAYES, *N. discorbinus* (SCHLOTHEIM), *N. irregularis* DESHAYES, and *N. atacicus* LEYMERIE. In the studied sections, this zone forms the lower 8.5 m of Gabal El Shurafa.

According to BLONDEAU (1972) *Nummulites uroniensis* and *N. laevigatus* were recorded from the Lower Lutetian of many parts of the world viz. Aquitaine, Alps Maritimes, Spain, Morocco, Algier, USSR, Madagascar, Turkey, Afghanistan. In Egypt, BISHAY (1966) described this species from the Lutetian of the Nile Valley and Sinai. *N. laevigatus* together with *N. gizehensis* were found by CUVILLIER (1934) at the top of the Giza Pyramid Plateau. However, BISHAY (1966) in his study on the larger foraminifera of the Eocene in Egypt had not mentioned this species.

3.1.2 *Nummulites brongniarti/N. perforatus* Zone (Upper Lutetian)

This zone is also introduced here for the first time. It is defined by the first appearance of *N. brongniarti* D'ARCHIAC & HAIME and *N. perforatus* (DE MONTFORT). The upper limit of this zone is marked by the abrupt increase in the frequency of *N. gizehensis* (FORSKAL). Beside the above mentioned index *Nummulites* species, this zone contains also *N. distans* DESHAYES and *N. discorbinus* (SCHLOTHEIM). This zone extends vertically for about 30 m in the section of Gabal El Shurafa (Samalut Formation).

These two important species characterize the Upper Lutetian all over the world viz. Aquitaine, northern part of the Mediterranean province, Armenia, Iran and Afghanistan (BLONDEAU 1972).

3.1.3 *Nummulites gizehensis* Zone (Upper Lutetian)

This zone was originally described by BISHAY (1966). The *N. gizehensis* bearing beds form a useful mappable unit in many parts of Egypt. This zone is here defined as the interval from the earliest appearance of *Nummulites gizehensis* (FORSKAL) to the first appearance of *N. beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME.

N. gizehensis Zone extends vertically for about 25 m through all the studied sections.

N. gizehensis received a great deal of detailed study to fix the variations exhibited by its external as well as its internal characters. DE LA HARPE (1883) recognized eight ‚races'. SAID (1951) carried out a quantative statistical study on these eight races of DE LA HARPE and raised them to species rank. *N. gizehensis* is a world-wide occurring species and is an excellent marker for the Upper Lutetian.

3.1.4 *Nummulites beaumonti* Zone (Uppermost Lutetian)

BISHAY (1966) and BASSIOUNI et al. (1975) recorded this zone in the Middle Eocene of Egypt. It represents here the uppermost biostratigraphic unit of the Middle Eocene of the analysed sections. It is rich in *Nummulites beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME together with *N. discorbinus* (SCHLOTHEIM), *N. variolarius* (LAMARCK), *N. aturicus* JOLY & LEYMERIE. Therefore the upper limit of this zone marks the upper boundary of the Upper Lutetian. The *beaumonti* zone measures about 42 m in the studied sections.

Nummulites beaumonti is an index fossil for the uppermost Lutetian (Middle Eocene) in the world. It has a wide distribution all over the Mediterranean province (e.g. Aquitaine, Europe, Somalia, India, Senegal and Madagascar; BLONDEAU 1972). The following zone is defined by the first appearance of the early Late Eocene fauna such as *Nummulites striatus*.

4. SYSTEMATIC DESCRIPTION

In the following a detailed description of the important *Nummulites* species recorded in the four measured sections is given.

Nummulites uroniensis HEIM, 1908, A-Form
Pl. 1, Fig. 4 a, b

1908 *Nummulina uroniensis* (DE LA HARPE), emend. HEIM: 226, pl. 1, fig. 1-19.

1938 *Nummulites uroniensis* HEIM. - FLANDRIN: 62, pl. 6, fig. 14-19.

1966 *Nummulites uroniensis* HEIM. - BISHAY: 203.

1967 *Nummulites uroniensis* HEIM, A-Form. - NEMKOV: 178, pl. 20, fig. 10-15.

Test small, globular. The surface shows falciform septal filaments. The granules are distinct, scattered on and between the septal filaments. The diameter of the test is 3-5 mm, its thickness 1-3 mm.

The equatorial section reveals the small proloculus; the thick spiral lamina forming 7 whorls. The septa are thin, slightly curved. The chambers are higher than wide. The axial section shows the rounded marginal cord. The whorls adhere rather closely to one another and the pillars are well-developed.

Remarks: DE LA HARPE (1883) considered this species as a variety of *N. perforatus* D'ORBIGNY. HEIM (1908) raised it to a species rank.

Age: Lower Lutetian.

Nummulites laevigatus (BRUGUIÈRE, 1792), B-Form
Pl. 2, Fig. 3

1853 *Nummulites laevigata* LAMARCK. - D'ARCHIAC & HAIME: 103, pl. 6, fig. 1-7.

1955 *Nummulites laevigatus* BRUGUIÈRE. - DAVIES: 44, text-fig. 9.

1967 *Nummulites laevigatus* (BRUGIÈRE). - NEMKOV: 147, pl. 13, fig. 6, 7, 9-11, pl. 14, fig. 1, 2.

1972 *Nummulites laevigatus* (BRUGIÈRE). - BLONDEAU: 127, pl. 7, fig. 11-14.

1981 *Nummulites laevigatus* (BRUGIÈRE). - SCHAUB: 171, pl. 6, fig. 18, 19.

The test of this species is large and flat with a diameter of 20 mm and a thickness of 4 mm. Periphery subacute. Surface of the test is undulated, covered with subreticulate pattern and coarse granulation. In the section, the coiling is regular and consists of 15 whorls. The spiral lamina is thin. The margial cord is thick and measures about $^1/_3$ of the spiral cavity. The pillars are well-developed.

Age: Lower Lutetian.

Nummulites brongniarti D'ARCHIAC & HAIME, 1853, B-Form
Pl. 2, Fig. 1

1853 *Nummulites brongniarti* n. sp. - D'ARCHIAC & HAIME: 110-112, pl. 5, fig. 1-4.

1883 *Nummulites brongniarti* D'ARCHIAC & HAIME. - DE LA HARPE: 209.

1938 *Nummulites brongniarti* D'ARCHIAC & HAIME. - FLANDRIN: 72, pl. 7, fig. 16-22.

1963 *Nummulites brongniarti* D'ARCHIAC & HAIME, B-Form. - BIEDA: 194, pl. 14, fig. 1, 2, 4, 8.

1967 *Nummulites brongniarti* D'ARCHIAC & HAIME. - NEMKOV: 154, pl. 14, fig. 5-9.

1981 *Nummulites brongniarti* D'ARCHIAC & HAIME. - SCHAUB: 175, pl. 63, fig. 12.

The test is large, almost flat to lenticular; its diameter is 17 mm, its thickness 5 mm. The periphery is rounded. The surface is covered with subreticulate pattern bearing small granules. The granules are densely arranged, connected together by means of very delicate septal filaments. The spiral lamina is thick and the pillars are numerous.

Age: Upper Lutetian.

Nummulites aturicus JOLY & LEYMERIE, 1848, A-Form
Pl. 1, Fig. 1a, b

1853 *Nummulites perforatus* D'ORBIGNY. - D'ARCHIAC & HAIME: 115, pl. 6, fig. 1-12.

1938 *Nummulites aturicus* JOLY & LEYMERIE. - FLANDRIN: 64, pl. 6, fig. 20-28.

1966 *Nummulites aturicus* JOLY & LEYMERIE. - BISHAY: 168.

1972 *Nummulites aturicus* JOLY & LEYMERIE. - BLONDEAU: 161, pl. 34, fig. 1-4.

1981 *Nummulites aturicus* JOLY & LEYMERIE. - SCHAUB: 95, pl. 15, fig. 20, 24.

The test is small in size, lenticular; it measures about 7 mm in diameter and 3 mm in thickness. The septal filaments are characterized by an irregular course. The surface is covered with fine granules which are larger in the central part of the test. The equatorial section shows a big simple proloculus, a regular thick spiral lamina, six whorls, thin, slightly oblique septa and chambers which are higher than long. The axial section is very

---

Plate 1

Fig. 1 *Nummulites aturicus* JOLY & LAYMERIE, A-Form. - a) equatorial section, x 12.5, b) axial section, x 12,5.

Fig. 2, 3 *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT), B-Form. - axial section, x 12.5.

Fig. 4 *Nummulites uroniensis* HEIM, A-Form. - a) equatorial section, x 15, b) axial section, x 15.

Fig. 5 *Nummulites millecaput* BOUBÉE, A-Form. - a) equatorial section, x 15, b) axial section, x 10.

Fig. 6 *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT), A-Form. - axial section, x 12.5.

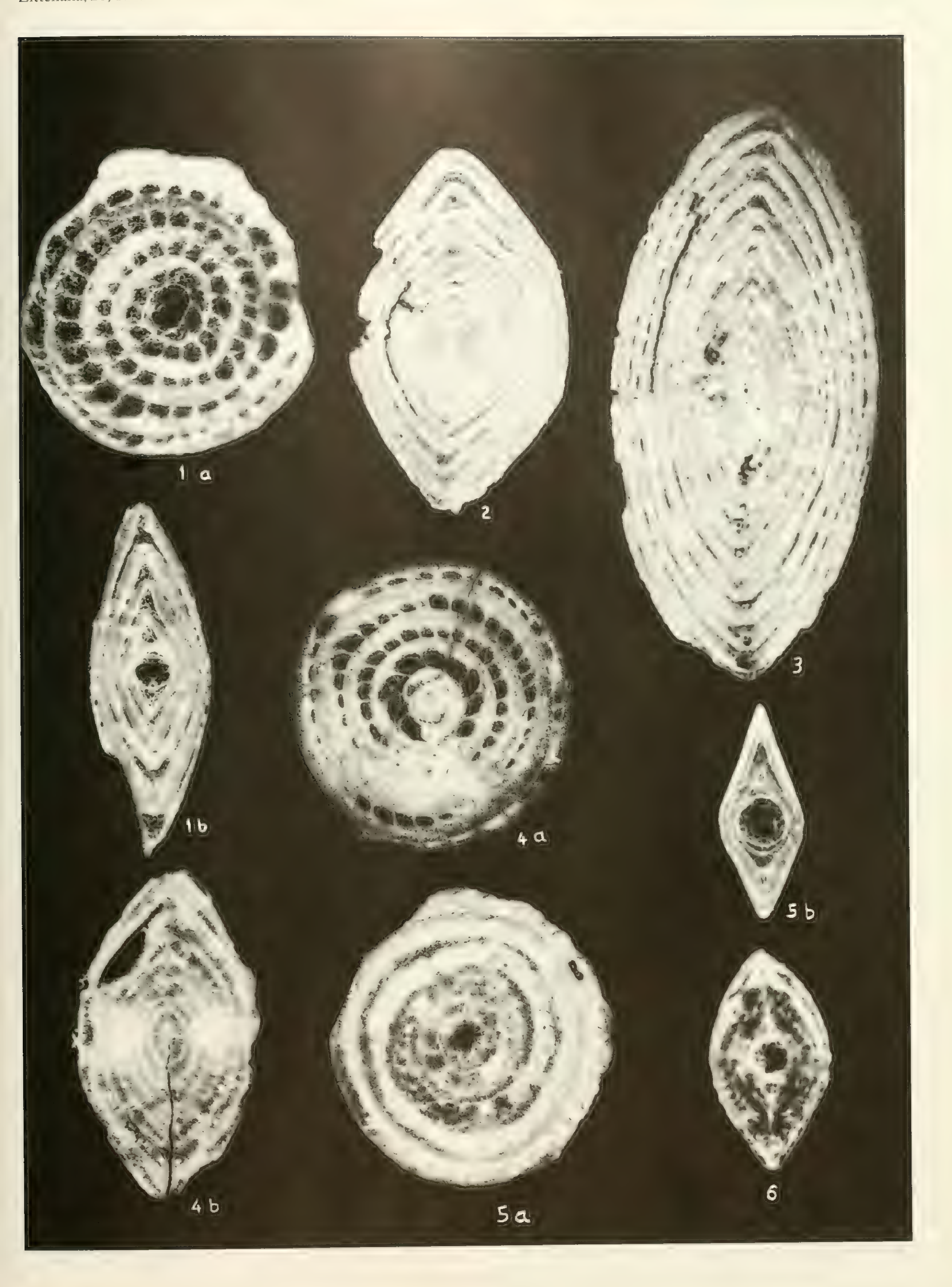


Plate 1

characteristic, showing the big proloculus, the thick walls and the great number of pillars.

Age: Upper Lutetian - Upper Eocene.

Nummulites perforatus (DE MONTFORT, 1808), B-Form
Pl. 1, Fig. 2, 3

1911 *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT). - BOUSSAC: 60, pl. 3, fig. 3-7, 16.

1929 *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT). - LLUECA: 191, pl. 9, fig. 30-38.

1963 *Nummulites perforatus perforatus* (DE MONTFORT). - BIEDA: 94, pl. 13, fig. 1, 4, 6; tab. 15; fig. 6, 7.

1967 *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT), B-Form. - NEMKOV: 181, pl. 22, fig. 1-7.

1981 *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT). - SCHAUB: 89, pl. 18, fig. 23 a, b.

Test globular; diameter 5 mm; thickness 2,3 mm. The septal filaments are radial, thin, flexous, sometimes wavy. The surface is covered by large granules which are situated on and between the septal filaments. The axial section shows the rounded marginal cord. The whorls adhere rather closely, and the colums are well-developed.

Nummulites perforatus (DE MONTFORT, 1808), A-Form
Pl. 2, Fig. 2 a, b

1853 *Nummulites lucasanus* DEFRANCE. - D'ARCHIAC & HAIME: 124-127, pl. 7, fig. 5-12.

1883 *Nummulites lucasanus* DEFRANCE. - DE LA HARPE: 208.

1929 *Nummulites rouaulti* D'ARCHIAC & HAIME. - LLUECA: 195, pl. 9, fig. 17-27; pl. 13, fig. 10.

1972 *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT), A-Form. - BLONDEAU: 161.

1981 *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT), A-Form. - SCHAUB: 89, pl. 18, fig. 25, 26.

In equatorial section, the protoconch is large in size, the deuteroconch being much smaller. There are 5 whorls; the width of the spacing of whorls increases till the fifth whorl. The septa are bent and somewhat inclined. The chambers are isometric in the first two whorls. In the following whorls, the chambers are lesser high than wide. In axial section, the thick spiral lamina and the numerous pillars can be observed.

Age: Upper Lutetian.

Nummulites millecaput BOUBÉE, 1832, A-Form
Pl. 1, Fig. 5a, b

1911 *Nummulites millecaput* BOUBÉE. - BOUSSAC: 115, pl. 5, fig. 43-44.

1929 *Nummulina millecaput* BOUBÉE. - ROZLOSZNIK: 216.

1929 *Nummulites helvetica* KAUFMANN. - LLUECA: 158.

1963 *Nummulites millecaput* BOUBÉE. - BIEDA: 89, pl. 10, fig. 1-3, pl. 15, fig. 3-5.

1972 *Nummulites millecaput* BOUBÉE. - BLONDEAU: 131, pl. 13, fig. 1-9.

1981 *Nummulites millecaput* BOUBÉE. - SCHAUB: 186, pl. 68, fig. 25, 26.

Test small, lenticular; diameter 3,3 mm, thickness 5 mm. Periphery slightly rounded and undulated. The surface is covered with fine meandrine filaments and with a very fine granular ornamentation. The equatorial section shows the characteristic shape of the nucleoconch. The protoconch is large, spherical; the deuteroconch is much smaller, cap shaped. The spiral lamina is medium. The width of the spacing of whorls remains more or less equally large from the second to the fifth whorl. The septa are strongly bent. Chambers are longer than broad throughout the entire test. The axial section shows a thick whorl wall and well-developed pillars.

Age: Upper Lutetian.

Nummulites gizehensis (FORSKAL, 1775), B-Form
Pl. 2, Fig. 4 a, b

1853 *Nummulites gizehensis* EHRENBERG. - D'ARCHIAC & HAIME: 94, pl. 2, fig. 6-8.

1883 *Nummulites gizehensis* (FORSKAL). - DE LA HARPE: 186, pl. 32, fig. 16-26.

1928 *Nummulites gizehensis* FORSKAL. - ROSLOZSNIK: 220, pl. 5, fig. 21; pl. 8, fig. 9-11.

1938 *Nummulites gizehensis* (FORSKAL). - FLANDRIN: 67, pl. 5, fig. 10-13.

1966 *Nummulites gizehensis* (FORSKAL). - BISHAY: 184.

1967 *Nummulites gizehensis* (FORSKAL). - NEMKOV: 196, pl. 36, fig. 4-6.

1972 *Nummulites gizehensis* (FORSKAL). - BLONDEAU: 161, pl. 26, fig. 1-7.

1981 *Nummulites gizehensis* (FORSKAL). - SCHAUB: 115, pl. 36, fig. 47, 48.

Test large and lenticular. The diameter is 30 mm and the thickness is 5,0 mm. The edge is subrounded. The septal filaments are meandriform and bear some granulations of medium size. The equatorial surface shows 15 regular whorls. Spiral lamina is thin. The septa are thin and straight, become curved when joining the periphery. The chambers are always longer than broad. The axial section shows a thin spiral lamina and fine distinct pillars.

Age: Upper Lutetian - Bartonian (OMARA & KENAWY 1984).

Plate 2

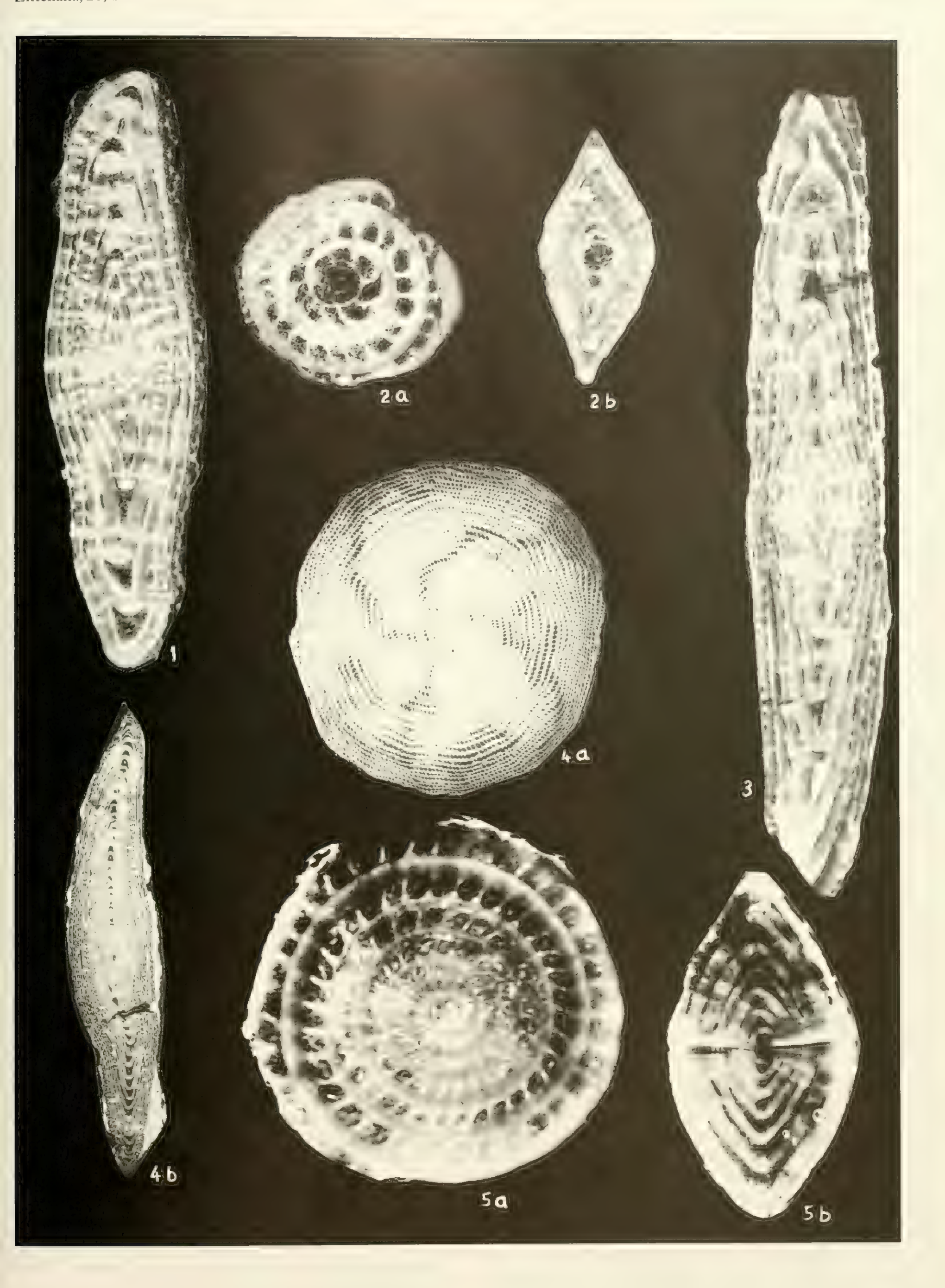
Fig. 1 *Nummulites brongniarti* D'ARCHIAC & HAIME, B-Form. - axial section, x 12,5.

Fig. 2 *Nummulites perforatus* (DE MONTFORT), A-Form. - a) equatorial section, x 12.5, b) axial section, x 12.5.

Fig. 3 *Nummulites laevigatus* (BRUGUIÈRE), B-Form. - axial section, x 10.

Fig. 4 *Nummulites gizehensis* (FORSKAL), B-Form. - a) equatorial section, x 3, b) axial section, x 3.

Fig. 5 *Nummulites beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME, A-Form. - a) equatorial section, x 25, b) axial section, x 22,5.


1
2a
2b
3
4a
4b
5a
5b

Remarks: This species was studied by DE LA HARPE (1883). He recognized eight races: *N. ehrenbergi, lyelli, champillioni, pachoi, zitteli, visquisneli, mariettei* and *caillaudi.* SAID (1951) carried out a quantative re-study on these races of the species and came to the conclusion that the eight races are distinct and valid species.

Nummulites beaumonti D'ARCHIAC & HAIME, 1853, A-Form
Pl. 2, Fig. 5 a, b

1853 *Nummulites beaumonti* n. sp. - D'ARCHIAC & HAIME: 133, pl. 8, fig. 1-3.

1883 *Nummulites beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME. - DE LA HARPE: 26, pl. 31, fig. 37-47.

1929 *Nummulites beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME. - LLUECA: 146, fig. 29.

1938 *Nummulites beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME. - FLANDRIN: 58, pl. 4, fig. 24-26.

1966 *Nummulites beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME. - BISHAY: 171.

1972 *Nummulites beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME. - BLONDEAU: 149, pl. 24, fig. 11-14.

1981 *Nummulites beaumonti* D'ARCHIAC & HAIME. - SCHAUB: 135, pl. 53, fig. 18, 19.

Test medium; diameter 6 mm, thickness 3 mm. The edge is subrounded. The septal filaments are sigmoidal and the surface is smooth. In the center of the test there is a median tubercle. The axial section shows tight whorls and thick spiral laminae.

There are 5 whorls. The septa are numerous, curved and slightly inclined backwards. The chambers are $1^1/_2$ times higher than long. The axial section is characterized by buried polar postuls.

5. SUMMARY AND CONCLUSIONS

The Samalut Formation and the overlying succession in the area between Minia and Cairo are very rich in different species of *Nummulites*. The distribution of the different species of *Nummulites* in these rock units enabled the subdivision of the studied sections into four biozones.

The Samalut Formation yields three biozones. These are from bottom to top: 1. *Nummulites uroniensis/N. laevigatus* Zone, 2. *Nummulites brongniarti/N. perforatus* Zone and 3. *Nummulites gizehensis* Zone. The first two biozones have been introduced here for the first time in the biostratigraphy of the Middle Eocene of Egypt. On the basis of correlation with other areas in and outside Egypt the age of the Samalut Formation could be determined as Early Lutetian in its lower part and Late Lutetian in its upper part.

The overlying succession (Fig. 2), on the other hand, includes the *Nummulites beaumonti* Zone. The occurrence of this species together with *Nummulites aturicus, N. discorbinus, N. variolarius* points to a Late Lutetian age.

REFERENCES

ARCHIAC, A. DE & HAIME, J. (1953): Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde. Précédé d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites. - 2 vols., 373 pp.; Paris.

AWAD, G. H. & SAID, R. (1965): Lexique stratigraphique international, Congrés Géologique Internat. Vol. 4, Fasc. 4 b, Egypt. - Paris (C. N. R. S.).

BARKER, N. H. S. (1945): The stratigraphy and structure of the eastern Desert between the latitude of Wasta and Assiut. - Unpublished N. O. C. report; Assiut.

BASSIOUNI, N. A., BOUKHARY, N. A. & ABDEL MALIK, N. M. (1974): Litho- and biostratigraphy of Middle and Upper Eocene in the Minia-Beni suef reach of the Nile Valley, Egypt - VI Colloq. Afric. Micropaléont., 101-113; Tunis.

BEADNELL, H. J. L. (1905): The topography and geology of the Fayoum province of Egypt. - Egypt Surv. Dept., 101 pp.; Cairo.

BIEDA, F. (1963): Larger foraminifers of the Tatra Eocene. (in Polish) - Proc. Inst. Geol. Práce, **37**: 1-215 , pl. 1-26; Warszawa.

BISHAY, Y. (1961): Biostratigraphic study of the Eocene in the Eastern Desert between Samalut and Assiut by the large foraminifers. - Third Arab. petrol. Congr., 7 pp.; Alexandria.

BISHAY, Y. (1966): Studies on the large foraminifers of the Eocene. - Ph. D. Thesis, Fac. Sc. Alexandria Univ. (unpubl.); Alexandria.

BLANCKENHORN, M. (1900): Neues zur Geologie und Paläontologie Aegyptens. 11, Das Palaeogen. - Z. dt. geol. Ges., **52**; Berlin.

BLONDEAU, A. (1972): Les Nummulites. - 254 pp., pl. 1-38; Paris (Vuibert).

BOUKHARY, H. A. (1970): Facies Paleontology and Biostratigraphy of Some Mesozoic and Tertiary rocks of the Cairo Minia reach of the Nile Valley. - Unpublished M. Sc. Thesis, Ain Shams University.; Cairo.

BOUKHARY, H. A. (1973): Stratigraphic and Micropaleontologic studies on some Eocene rocks from Egypt. - Ph. D. Thesis, Fac. Sci., Ain Shams University; Cairo.

BOUKHARY, M. A. & ABDALLA, A. Y. (1982): Stratigraphy and Microfacies of the Eocene limestone at Beni Hassan, Nile Valley. Egypt. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982** (3): 151-155; Stuttgart.

BOUKHARY, M. A., BLONDEAU, A. & AMBROISE, D. (1982): Etude sur les Nummulites de la region de Minia. Samalut, Vallée du Nile, Egypt. - Colloq. Afr. Micropaléont., Paris (1980); Cah. Micropaléont. (**1982**): p. 65-89; Paris.

BOUSSAC, J. (1911): Études paléontologique sur le Nummulitique alpin. - Mém. Serv. Explic. Carte Géol. France, 437 pp.; Paris.

CUVILLIER, J. (1924): Contribution à l'étude géologique du Mikattam. - Inst. d'Égypte, Vol. **6**: 93-102; Cairo.

CUVILLIER, J. (1930): Revision du Nummulitique Égyptien. - Mem. Inst. Égypte, **16**: 371 pp., pl. 1-25, 1 map; Cairo.

DAVIES, A. M. (1935): Tertiary fauna. - Vol. 1. The composition of Tertiary faunas.: 406 pp.; London (Murby).

EL DAWOODY, A. S. A. (1966): Foraminifera from some Eocene rocks in Egypt. - M. Sc. Thesis, Geol. Dept., Fac. Sci., Cairo Univ.; Cairo.

ELLIS, B. F. & MESSINA, A. R. (1940 ff.): Catalogue of Foraminifera. - Amer. Mus. Nat. Hist., Spec. Publ.; New York.

FARAG, I. A. M. & ISMAIL, M. M. (1959): Contribution to the stratigraphy of the Wadi Hof area (northeast of Helwan). - Bull. Fac. Sc., Cairo Univ., **34**: 148-168.; Cairo.

FLANDRIN, J. (1938): Contribution à l'étude du Nummulitique Algérien. - Bull. Serv. Carte géol. Algérie, sér. I, **8**: 155 pp., pl. 1-15; Algier.

FOURTAU, R. (1897): Notes sur la stratigraphie de Mokkatam. - Bull. Soc. Géol. France, Sér. 3, **25**: 208-211; Paris.

FOURTAU, R. (1912): Sur les divisions de l'Eocène en Égypte. - C. R. Acad. Sci., **155**: 116 pp.; Paris.

GHORAB, M. A. & ISMAIL, M. M. (1957): A microfacies study of the Eocene and Pliocene of Helwan, Egypt. - Egyptian Journ. Geol., **1**: 105-125.

HARPE, PH. DE LA (1883): Monographie der in Aegypten und der Libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. - Palaeontographica, **30**: 155-216, pl. 30-35; Stuttgart.

HEIM, A. (1908): Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. - Schweiz. paläont. Abh., **35**: 1-301, 8 pl., 26 figs.; Zürich.

HUME, W. F. (1911): The effect of socular oscillation in Egypt during the Cretaceous and Eocene periode. - Quart. Journ. Geol. Soc. London, **67**: 118-148; London.

ISMAIL, M. M. & BASSIOUNI, M. A. (1966): Stratigraphic zoning of the Eocene east of Helwen by Ostracodas. - Bull. Fac. of Science, Ain Shams Univ.; Cairo.

ISMAIL, M. M. & FARAG, I. A. M. (1957): Contribution to the Stratigraphy of the area east of Helwan. - Bull. Inst. Desert d'Egypte, **11** (1); Cairo.

KENAWY, A. I. & EL BARADI, N. M. (1977): Early and Middle Eocene larger foraminifera in the environs of Assiut, Egypt. - Bull. fac. Sc. Assiut Univ., **6** (1): 247-295.; Assiut.

KRASHENINNIKOV, V. A. & PONIKAROV, V. P. (1964): Zonal stratigraphy of the Nile Valley. - Geol. Surv. Min., Res., Dept. Egypt, **32**; Cairo.

LLUECA, G. (1929): Les Nummulitides de Espana. - 400 pp.; Madrid.

NEMKOV, G. I. (1967): Nummulitides of the Soviet Union and their biostratigraphic significance. (in Russian). - Proc. Stud. geol. Struct. USSR, n. s. **16** (20): 1-312; Moscow (Nauka).

OMARA, S. & KENAWY, A. I. (1984): *Nummulites rohlfi*, a new *Nummulites* species from the *gizehensis* group in the early Late Eocene of the Nile Valley, Egypt. - Rev. Micropaléont., **27** (1): 54-60.; Paris.

OMARA, S., MANSOUR, H., YOUSSEF, M. F. & KHALIFA, H. (1977): Stratigraphy, paleoenvironment and structural features of the area east of Beni Hazar, Upper Egypt. - Bull. Fac. Sci. Assiut Univ., **6** (3): 171-197.; Assiut.

ROZLOZSNIK, P. (1929): Studien über Nummulinen. - Geol. Hung., ser. Pal., **2**: 1-164, 8 pls.; Budapest.

SAID, R. (1951): Restudy of the „races" of *Nummulites gizehensis*. - Contr. Cushman Found. Foram. Res., **2** (4): 119-131, pl. 1-7; Washington.

SAID, R. (1960): Planktonic foraminifera from the Thebes Formation, Luxor. - Micropaleont., **16**: 277-286; New York.

SAID, R. (1962): The Geology of Egypt. - 377 pp.; Amsterdam (Elsevier).

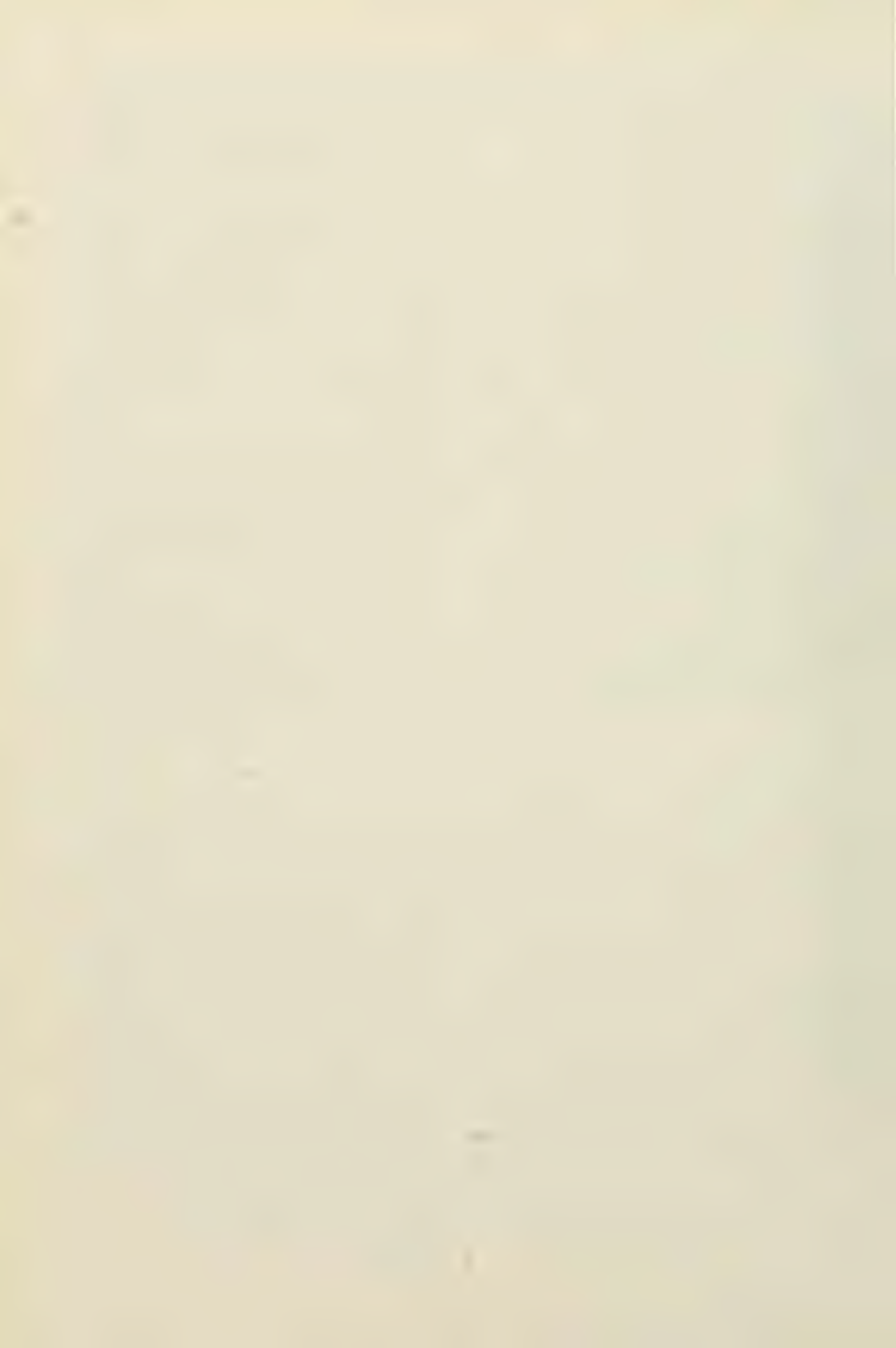
SAID, R. (1971): Explanatory notes to accompany the Geological map of Egypt. - Geological Surv., Egypt, **56**; Cairo.

SAID, R. & MARTIN, L. (1984): Cairo area geological excursion notes petr. exp. 1. Soc., Libya. - Sixth annual field conference, 107-121; Cairo.

SCHAUB, H. (1981): Nummulites et Assilines de la Tethys paléogène, Taxinomie, phylogenèse et biostratigraphie. - Mem. Suisse Paleont, **104, 105, 106**: 236 pp., 116 figs., 18 tabs., 97 pls.; Basel.

STROUGO, A., RADWAN, A., ABUL NASR & MONA A. HAGGAG (1982): Contribution to the age of the Middle Mokattam Beds of Egypt. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982** (4): 240-243; Stuttgart.

ZITTEL, K. A. (1883): Beiträge zur Geologie und Paläontologie der libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete von Aegypten. 1. Geologischer Teil. - Palaeontographica, **30**: 1-147; Cassel.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	311–321	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Important calcareous foraminifera of the type-locality of the genus *Quadratobuliminella* DE KLASZ, region of Eisenärzt, Upper Bavaria

By

IVAN DE KLASZ & SANDRINE DE KLASZ*)

With 2 Text-figures and 2 Plates

KURZFASSUNG

Die Foraminiferengattung *Quadratobuliminella*, erstmals beschrieben von der Typlokalität Grub nördlich von Eisenärzt (Oberbayern) und der Lokalität Bidart, SW Frankreich, (DE KLASZ 1953 a), wurde seitdem in zahlreichen Sedimenten sowohl des Nord- und Südatlantiks als auch des Pazifiks gefunden und gilt als kosmopolitische Tiefwasser-Leitform hauptsächlich des Paläogens (VAN MORKHOVEN et al. 1986). Die vorliegende Arbeit stellt die Topotypen der Gattung sowie die wichtigsten Kalkschaler aus der inzwischen überbauten Typlokalität in Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen vor und gibt weitere Angaben zur geographischen und stratigraphischen Verbreitung von *Quadratobuliminella*. Aufgrund der planktonischen Foraminiferen konnte das stratigraphische Alter des Typ-Stratums als höheres Dan, unterer Teil: untere P2-Zone sensu BLOW präzisiert werden (vgl. DE KLASZ et al. 1990).

ABSTRACT

The foraminiferal genus *Quadratobuliminella* DE KLASZ, 1953 is a cosmopolitan essentially Early Paleogene deep water index fossil. This study presents SEM photographs of the type species of *Quadratobuliminella* and numerous important calcareous foraminifera of the type locality which is no longer accessible due to road construction. According to the planktonic foraminifera the age of the type locality can be specified as Upper Danian, lower part of zone P2 sensu BLOW (cf. DE KLASZ et al. 1990). Both agglutinated forms (DE KLASZ & DE KLASZ 1990) and the most important calcareous species (planktonic and benthic) here figured show strong similarities to approximately coeval bathyal assemblages from various parts of the globe.

1. INTRODUCTION

As mentioned in two earlier papers (DE KLASZ et al. 1990, DE KLASZ & DE KLASZ 1990), our re-examination of the two existing samples from the *Quadratobuliminella* type locality (fig. 1 a and b) was mainly prompted by the fact that the genus proved itself to be a worldwide mainly Paleogene index form (VAN MORKHOVEN et al. 1986). For this reason, and because of the inaccessibility of the type locality as a consequence of road construction, an illustration of the microfauna of the only existing samples of this locality appears justified. In DE KLASZ et al.'s 1990 paper the planktonic foraminifera were not illustrated and in DE KLASZ & DE KLASZ's 1990 paper only the agglutinated forms could be discussed in detail.

*) Dr. IVAN and Dr. SANDRINE DE KLASZ, 74 avenue du Mont-Alban, F-06300 Nice, France

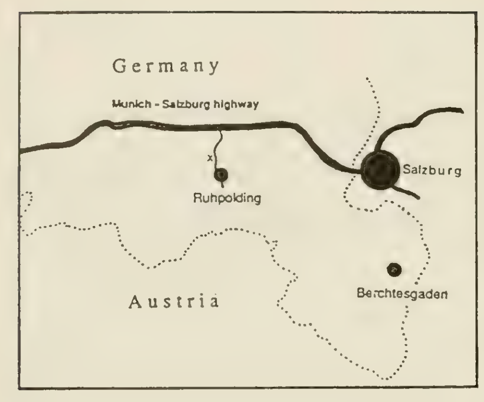


Fig. 1 a

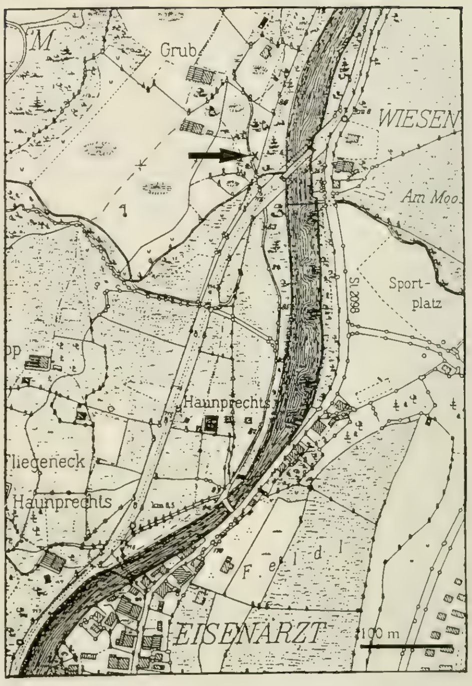


Fig. 1 b

Fig. 1 a and 1 b: Regional and precise localisation of the *Quadratobuliminella* type locality (x). (Reproduction of part of Land-map (Flurkarte) 1:5000, sheet SO 16-35 with permission of the Bayerisches Landesvermessungsamt, n° 7705/89).

Hereunder we mention and illustrate the most important calcareous species, including the planktonic ones, topotypes of *Quadratobuliminella pyramidalis* and forms also encountered for instance by VON HILLEBRANDT (1962) in the Paleocene of the Bad Reichenhall and Salzburg basins and by diverse authors in various regions of the South Atlantic. For reason of space, apart from of the original description, only a few references from these areas are given for each species. A more detailed bibliography is included for instance in DE KLASZ et al. (1988).

The figured specimens are deposited in the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Munich, Germany.

The preparation of this paper was encouraged by Prof. Dr. K. F. WEIDICH, who also kindly arranged the SEM photography of our specimens before his untimely death. We are indebted to the Institute of Paleontology and historical Geology of the University of Munich for enabling our work to be carried out, and to Mrs. R. LIEBREICH who took the SEM pictures and kept in contact with us during Professor WEIDICH's illness. Prof. G. NICAISE Director of the Laboratory for Applied Microscopy the University of Nice kindly made it possible for us to use the laboratory's darkroom to make prints of the negatives. Miss Sophie PAGNOTTA and Mr. Jean Pierre LAUGIER of the laboratory staff seconded us in every possible way. D. SCHNITKER of Walpole, Me., USA, and J. WIDMARK of Uppsala kindly sent us material of comparison. We are most grateful to Dr. W. WERNER of the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie as well as to Mrs. M. DALLOS for revising the text.

2. THE *QUADRATOBULIMINELLA* TYPE LOCALITY

2.1 REMARKS CONCERNING THE *QUADRATOBULIMINELLA* TYPE LOCALITY

The structural position of the type stratum has been discussed among others by DE KLASZ & DE KLASZ (1990). They considered it, as did DE KLASZ (1953 b), as a tectonic and not stratigraphic intercalation in the Bucheck Schichten. The recent finding of a sample residue collected by one of us (I. K.) in 1953 about 20 m S of the *Quadratobuliminella* type locality (containing a rich Campanian fauna, with numerous Globotruncanids of „Bucheck type") confirms this statement decisively: it proves that Senonian Bucheck Layers exist both North and South of the *Quadratobuliminella* bearing levels. The section figured by DE KLASZ & DE KLASZ (1990) has been modified accordingly (Fig. 2).

2.2 FAUNAL AFFINITIES OF THE CALCAREOUS FAUNA FROM THE GRUB LOCALITY

A considerable part of the calcareous foraminifers of the Grub material was also encountered by VON HILLEBRANDT (1962) in the Bad Reichenhall and Salzburg basins, which are only 30 to 40 km away, as well as by various authors in numerous South Atlantic localities and the Carribean region. The planktonic foraminifers indicate Upper Danian age. Because of the coexistence of *Morozovella trinidadensis* and *M. uncinata*, DE KLASZ et al. (1990) attributed them to the lower part of BLOW's P2 zone. The bathymetric interpretation of the Grub material and the relationship of the latter with geological features of the area is shortly given in DE KLASZ & DE KLASZ (1990) where further references concerning these are also in-

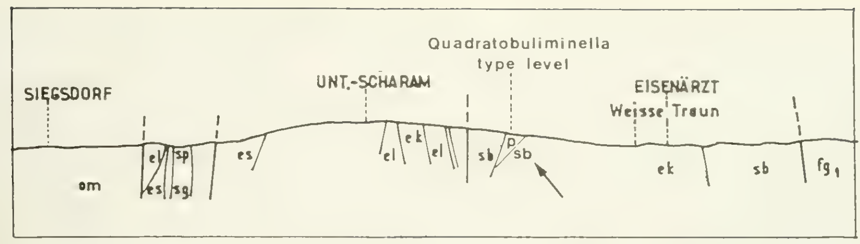


Fig. 2: Geological section 1:25 000 between the sedimentologic-tectonic units from Flysch (fg_1) to molasse (om) in the region of Eisenärzt and Siegsdorf indicating the tectonic position of the Danian level of Grub (p) (after GANSS 1956, modified). Arrow points to Bucheck locality encountrered to the south of the *Quadratobuliminella* type locality (p). For abbreviations see also DE KLASZ & DE KLASZ, 1990: fig. 4.

cluded. The composition of the calcareous assemblage confirms the data obtained from agglutinating forms. Although many species are also found in the Danian fauna of Senegal (DE KLASZ et al. 1988 (P1 zone)), their relative abundance is rather different. It recalls rather the associations considered by NYONG & OLSSON (1986) as being characteristic of mesobathyal conditions.

HAGN et al. (1981) mention that no hiatus can be observed between the Late Cretaceous and Early Paleogene in the Ultrahelvetic zone in South-Eastern Bavaria. In the Grub locality the presence of some Globotruncanids in the Danian fauna shows however that some reworking occurred.

2.3 TAXONOMIC REFERENCES AND REMARKS

2.3.1 Planktonic foraminifera

Chiloguembelina subtriangularis BECKMANN, 1957
Pl. 1, Fig. 1

1957 *Chiloguembelina subtriangularis* n. sp. - BECKMANN: 91, pl. 21/5, text-fig. 15/39-42.

Globigerina triloculinoides PLUMMER, 1926
Pl. 1, Fig. 2 a-c

1926 *Globigerina triloculinoides* n. sp. - PLUMMER: 134, pl. 8/10.

1975 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. - STAINFORTH et al.: 234, fig. 92.

1985 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. - TOUMARKINE & LUTERBACHER: 117, fig. 19/1 a-2 c.

Morozovella inconstans (SUBBOTINA, 1953)
Pl. 1, Fig. 3 a-c

1953 *Globigerina inconstans* n. sp. - SUBBOTINA: 58, pl. 3/1-2.

1975 *Globorotalia inconstans* (SUBBOTINA). - STAINFORTH et al.: 193, fig. 55.

1985 *Morozovella inconstans* (SUBBOTINA). - TOUMARKINE & LUTERBACHER: 110, fig. 13/1 a-2 c.

Morozovella praecursoria (MOROZOVA, 1957)
Pl. 1, Fig. 6

1957 *Acarinina praecursoria* n. sp. - MOROZOVA: 1111, fig. 1.

1975 *Globorotalia praecursoria* (MOROZOVA). - STAINFORTH et al.: 214-215, fig. 74.

1985 *Morozovella praecursoria* (MOROZOVA). - TOUMARKINE & LUTERBACHER: 110, fig. 13/5 a-c.

Morozovella pseudobulloides (PLUMMER, 1926)
Pl. 1, Fig. 4 a-b

1926 *Globigerina pseudobulloides* n. sp. - PLUMMER: 33, pl. 8/9.

1975 *Globorotalia pseudobulloides* (PLUMMER). - STAINFORTH et al.: 216-217, fig. 76.

1985 *Morozovella pseudobulloides* (PLUMMER). - TOUMARKINE & LUTERBACHER: 110, fig. 14/1 a-2 c.

Morozovella trinidadensis (BOLLI, 1957)
Pl. 1, Fig. 5 a-c

1957 *Globorotalia trinidadensis* n. sp. - BOLLI: 73, pl. 16/19-23.

1975 *Globorotalia trinidadensis* BOLLI. - STAINFORTH et al.: p. 235, 237, fig. 93.

1985 *Morozovella trinidadensis* (BOLLI). - TOUMARKINE & LUTERBACHER: 110, fig. 13/3 a-4 c.

Morozovella uncinata (BOLLI, 1957)
Pl. 1, Fig. 7 a-c

1957 *Globorotalia uncinata* n. sp. - BOLLI: 74, pl. 17/13-15.

1975 *Globorotalia uncinata* BOLLI. - STAINFORTH et al.: 239, fig. 95.

1985 *Morozovella uncinata* (BOLLI). - TOUMARKINE & LUTERBACHER: 110, fig. 14/3 a-4 c.

Planorotalites compressa (PLUMMER, 1926)
Pl. 1, Fig. 8 a, b

1926 *Globigerina compressa* n. sp. - PLUMMER: 135, pl. 8/11.

1975 *Globorotalia compressa* (PLUMMER). - STAINFORTH et al.: 178, fig. 43.

1985 *Planorotalites compressa* (PLUMMER). - TOUMARKINE & LUTERBACHER: 107, fig. 12/1 a-2 c.

2.3.2 Benthic foraminifera

Anomalinoides acutus (PLUMMER, 1926)
Pl. 2, fig. 11 a-c

1926 *Anomalina ammonoides* (REUSS) var. *acuta* n. var. - PLUMMER: 149, pl.X/2 a-c.

1976 *Anomalinoides acuta* (PLUMMER). - SALAJ et al.: 161, IX/ 3 a-c, 6 a-b.

1983 *Cibicidoides dayi* (WHITE). - TJALSMA & LOHMANN: 9, pl. 6/6-7.

1988 *Anomalinoides acutus* (PLUMMER). - DE KLASZ et al.: 66, pl. 17/3 a-c.

Aragonia aff. *velascoensis* (CUSHMAN, 1925)
Pl. 1, Fig. 12 a, b

? 1925 *Textularia velascoensis* n. sp. - CUSHMAN: 18, pl. 3/1.

? 1988 *Aragonia* aff. *velascoensis* (CUSHMAN). - DE KLASZ et al.: 63, pl. 14/12 a-c.

Because of substantial recrystallisation and strongly adhering matrix an exact determination at the species level is not possible with certainty.

Bolivinoides delicatulus CUSHMAN, 1927
Pl. 1, Fig. 10 a-c

1927 *Bolivinoides decorata* (JONES) var. *delicatula*. - CUSHMAN: 90, pl. 4/8.

1983 *Bolivinoides delicatulus* CUSHMAN. - TJALSMA & LOHMANN: 5, pl. 4/7.

1986 *Bolivinoides delicatulus* CUSHMAN. - VAN MORKHOVEN et al.: 337-339, pl. 110/2 a-b.

1988 *Bolivinoides delicatulus* CUSHMAN. - DE KLASZ et al.: 57, pl. 12/9 a-c.

The taxonomy of this species has been discussed in detail by VAN MORKHOVEN et al. (1986).

Bolivinoides cf. *paleocenicus* (BROTZEN, 1948)
Pl. 1, Fig. 11 a, b

cf. 1948 *Bolivina paleocenica* n. sp. - BROTZEN: 66, pl.9/5.

? 1962 *Bolivinoides delicatulus* CUSHMAN. - VON HILLEBRANDT: 71, pl. V/13 (non 14).

cf. 1970 *Bolivinoides paleocenicus* (BROTZEN). - BARR: 650, pl. 99/7 a-b.

Our specimens are narrower than the specimens of *B. paleocenicus* (BROTZEN) figured by BROTZEN and by BARR. The sutures show generally a crenulation and most specimens exhibit some elevated lobes on the central part of the test.

Bulimina cf. *cooperensis* CUSHMAN, 1933
Pl. 1, Fig. 15 a, b

cf. 1933 *Bulimina cooperensis* n. sp. - CUSHMAN: 12, pl. 1/32 a-b.

cf. 1947 *Bulimina cooperensis* CUSHMAN. - CUSHMAN & PARKER: 98, pl. 22/19.

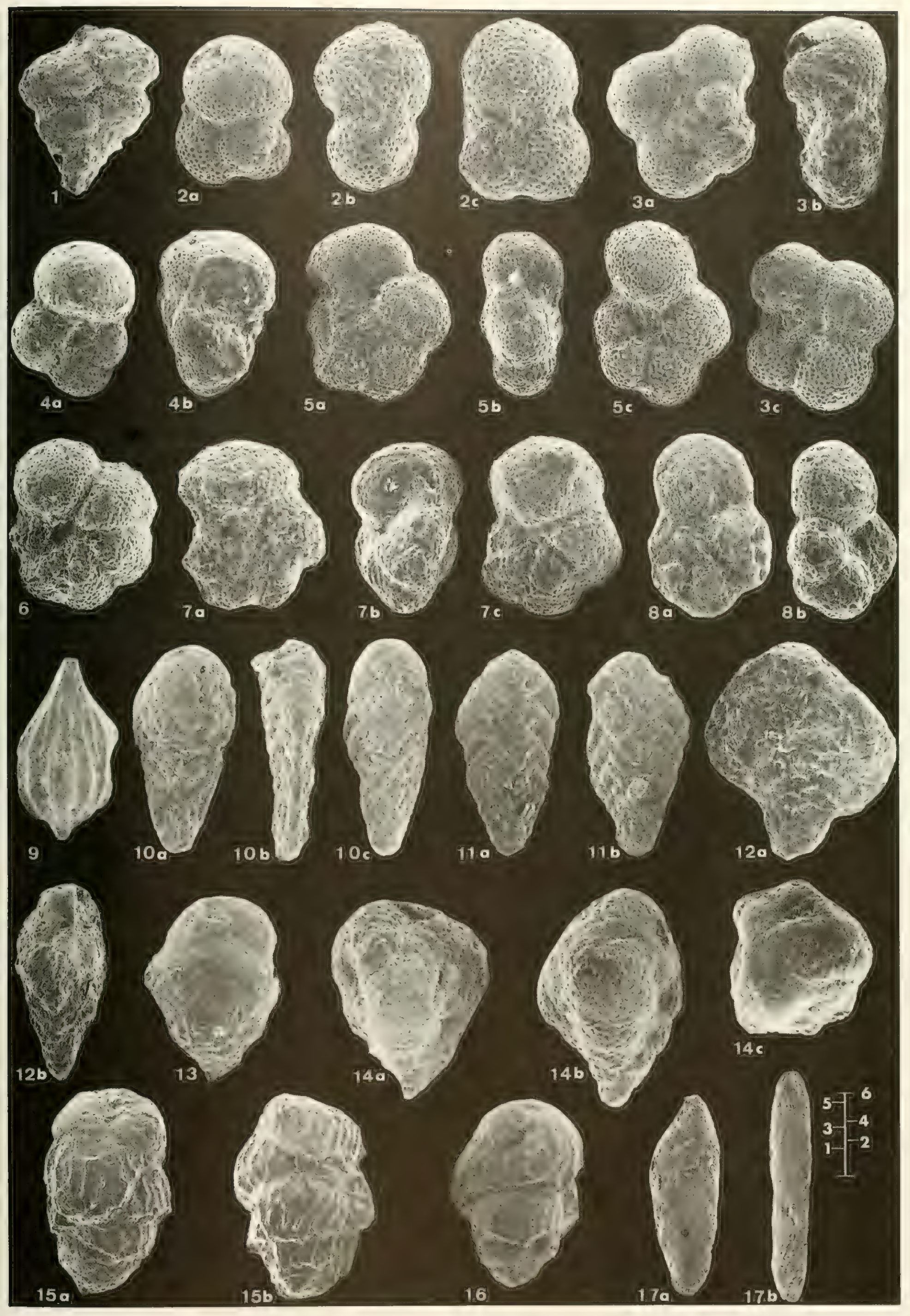
cf. 1992 *Bulimina trinitatensis* CUSHMAN & JARVIS. - WIDMARK & MALMGREN: pl. 1/7.

Our specimens are less slender than the Eocene species *B. cooperensis* CUSHMAN and the lamellar ornamentation usually reaches the top part of the chambers, even on the terminal part of the test. It differs from *Bulimina trinitatensis* in not having a lamellar (and sometimes perforated) lower edge of the chambers as described by the authors in the latter. (See also the SEM photograph fig. 16 on pl. 2 in PROTO-DECIMA & BOLLI (1978) which is very close to the original drawing of *B. trinitatensis*). On the other hand WIDMARK & MALMGREN's picture of *B. trinitatensis* is very similar to our form.

Plate 1

Fig. 1 *Chiloguembelina subtriangularis* BECKMANN. - Lateral view; S: 3.
Fig. 2 *Globigerina triloculinoides* PLUMMER. - a) Spiral side, S: 2; b) Profile, S: 3; c) Umbilical side, S: 3.
Fig. 3 *Morozovella inconstans* (SUBBOTINA). - a) Spiral side; b) Profile; c) Umbilical side; S: 2.
Fig. 4 *Morozovella pseudobulloides* (PLUMMER). - a) Spiral side; b) Profile; S: 2.
Fig. 5 *Morozovella trinidadensis* (BOLLI). - a) Spiral side, S: 2; b) Profile, S: 2; c) Umbilical side, S: 3.
Fig. 6 *Morozovella praecursoria* (MOROZOVA). - Umbilical side; S: 2.
Fig. 7 *Morozovella uncinata* (BOLLI). - a) Spiral side; b) Profile; c) Umbilical side; S: 2.
Fig. 8 *Planorotalites compressa* (PLUMMER). - a) Spiral side; b) Profile; S: 3.
Fig. 9 *Frondicularia jarvisi* CUSHMAN. - Lateral view, S: 2.
Fig. 10 *Bolivinoides delicatulus* CUSHMAN. - a) Lateral view; b) Profile; c) Opposite side; S: 3.
Fig. 11 *Bolivinoides* cf. *paleocenicus* (BROTZEN). - a) Lateral view; b) Opposite side; S: 2.
Fig. 12 *Aragonia* aff. *velascoensis* (CUSHMAN). - a) Lateral view, S: 4; b) Profile, S: 3.
Fig. 13 *Pyramidina* cf. *rudita* (CUSHMAN & PARKER). - Apertural side; S: 4.
Fig. 14 *Pyramidina* aff. *triangularis* (CUSHMAN & PARKER). - a) Apertural side, S: 6; b) Opposite side, S: 6; c) Apertural view, S: 5.
Fig. 15 *Bulimina* cf. *cooperensis* CUSHMAN. - a) Apertural side; b) Opposite side; S: 3.
Fig. 16 *Bulimina taylorensis* CUSHMAN & PARKER. - Apertural side, S: 2.
Fig. 17 *Coryphostoma* cf. *midwayense* (CUSHMAN). - a) Lateral view, S: 2; b) Profile, S: 1.

Remark on enlargements: The enlargements indicated on the bar-scale correspond to 100 μ. The enlargements being different for the various figures, the figure/bar correlation is mentioned in the plate legend: S (scale) followed by a number. The scale number on the legend indicates 0.1 mm up to this number of the bar-scale.



KLASZ, DE I. & DE KLASZ, S.: Foraminifera of the *Quadratobuliminella* type locality

Plate 1

Bulimina taylorensis CUSHMAN & PARKER, 1935
Pl. 1, Fig. 16

1935 *Bulimina taylorensis* n. sp. - CUSHMAN & PARKER: 96, pl. 15/3 a-b.

1962 *Bulimina trinitatensis* CUSHMAN & JARVIS. - VON HILLEBRANDT: 78-79, pl. V/27 a-b.

1982 *Bulimina trinitatensis* CUSHMAN & JARVIS. - BOLTOVSKOY & WATANABE: pl. 2/21.

1986 *Bulimina trinitatensis* CUSHMAN & JARVIS. - VAN MORKHOVEN et al., partim: 300-303, 98B/2; non 98A/1 a-2 c, non 98B/1, 3, 4.

1988 *Bulimina taylorensis* CUSHMAN & PARKER. - DE KLASZ et al.: 60, pl. 13/5 a-c.

In a study on the Danian of Senegal, DE KLASZ et al. (1988) discussed the differences between *Bulimina taylorensis* and *Bulimina trinitatensis*. VAN MORKHOVEN et al. (1986) interpreted the morphological differences in their figures of *B. trinitatensis* as being due to evolutionary change.

Coryphostoma aff. *midwayense* (CUSHMAN, 1936)
Pl. 1, Fig. 17 a, b

1936 *Bolivina midwayensis* n. sp. - CUSHMAN: 50, pl. 7/12 a-b, (fide VAN MORKHOVEN et al. 1986).

1978 *Coryphostoma* cf. *limonense* (CUSHMAN). - PROTO-DECIMA & BOLLI: 792, pl. 2/1.

1983 *Coryphostoma* cf. *midwayensis* (CUSHMAN). - TJALSMA & LOHMANN: 12, pl. 2/7-8.

1985 *Bolivina midwayensis* (CUSHMAN). - BRUN et al.: 25, pl. III/7 a-f.

1988 *Bolivina midwayensis* CUSHMAN. - DE KLASZ et al.: 57, pl. 12/8 a-b.

In the literature, several foraminifera identified and figured as *Bolivina limonensis* and *Coryphostoma limonense* respectively (see references above) correspond well with the original figure of *C. midwayense*.

?*Frondicularia jarvisi* CUSHMAN, 1939
Pl. 1, Fig. 9

1939 *Frondicularia jarvisi* n. sp. - CUSHMAN: 91, pl. 16/6.

1962 *Frondicularia jarvisi* CUSHMAN. - VON HILLEBRANDT: 62, pl. IV/14.

1988 *Frondicularia jarvisi* CUSHMAN. - DE KLASZ et al.: 46, pl. 8 /12 a-b.

In our opinion, the figured specimen is the initial, even more juvenile stage of *Frondicularia jarvisi* CUSHMAN, than the specimen illustrated in DE KLASZ et al. (1988), pl. 8, fig. 12 b.

Gavelinella velascoensis (CUSHMAN, 1925)
Pl. 2, Fig. 14 a-c

1925 *Anomalina velascoensis* n. sp. - CUSHMAN: 21, pl. 3/3 a-c.

1983 *Gavelinella velascoensis* (CUSHMAN). - TJALSMA & LOHMANN: 14, pl. 5/8 a-b.

1988 *Gavelinella rubiginosa* (CUSHMAN). - DE KLASZ et al.: 66, pl. 17/2 a-c.

1992 *Gavelinella velascoensis* (CUSHMAN). - WIDMARK & MALMGREN: pl. 5/5 a-c.

non 1989 *Gavelinella velascoensis* (CUSHMAN). - BOLTOVSKOY & BOLTOVSKOY: 305, pl. III/13-14.

Gavelinella aff. sp. A DE KLASZ, DE KLASZ & AUSSEIL-BADIE, 1988
Pl. 2, Fig. 15 a-c

non 1928 *Rotalia beccariiformis* n. sp. - WHITE: 187, pl. 39/2 a-c.

1982 *Gavelinella beccariiformis* (WHITE). - BOLTOVSKOY & WATANABE: 31, pl. 3/60-61.

1988 *Gavelinella* sp. A. - DE KLASZ, DE KLASZ & AUSSEIL-BADIE: 67, pl. 17 a-c.

Plate 2

Fig. 1 *Quadratobuliminella pyramidalis* DE KLASZ. - a) Apertural side, S: 5; b) Apertural view, S: 6; c) Aperture, S: 7; d) Lateral view, S: 6; e) Apertural side, S: 5; f) Apical view, S: 6.

Fig. 2 *Nodosarella kugleri* CUSHMAN & RENZ. - Profile, S: 1.

Fig. 3 *Nodosarella subnodosa* (GUPPY). - Profile, S: 1.

Fig. 4 *Pleurostomella paleocenica* CUSHMAN. - Apertural side, S: 3.

Fig. 5 *Pleurostomella* sp. A DE KLASZ, DE KLASZ & AUSSEIL-BADIE. - Side view, S: 5.

Fig. 6 *Stilostomella* sp. A DE KLASZ, DE KLASZ & AUSSEIL-BADIE. - Side view, S: 2.

Fig. 7 *Nuttallinella* aff. *florealis* (WHITE). - Profile, S: 2.

Fig. 8 *Pullenia coryelli* (WHITE). - a) Lateral view; b) Profile; S: 3.

Fig. 9 *Pullenia* cf. *cretacea* CUSHMAN. - a) Lateral view; b) Profile; S: 2.

Fig. 10 *Quadrimorphina trochoides* (REUSS). - a) Profile; b) Umbilical side; S: 4.

Fig. 11 *Anomalinoides acutus* (PLUMMER). a) Spiral side; b) Profile; c) Umbilical side; S: 1.

Fig. 12 *Gyroidinoides globosus* (VON HAGENOW). - a) Profile, S: 2; b) Umbilical side, S: 3.

Fig. 13 *Stensioeina beccariiformis* (WHITE). - a) Spiral side, S: 4; b) Profile, S: 5; c) Umbilical side, S: 4.

Fig. 14 *Gavelinella velascoensis* CUSHMAN. - a) Spiral side; b) Profile; c) Umbilical side; S: 2.

Fig. 15 *Gavelinella* aff. sp. A DE KLASZ, DE KLASZ & AUSSEIL-BADIE. - a) Spiral side; b) Profile; c) Umbilical side; S: 2.

Remark on enlargements: The enlargements indicated on the bar-scale correspond to 100 μ. The enlargements being different for the various figures, the figure/bar correlation is mentioned in the plate legend: S (scale) followed by a number. The scale number on the legend indicates 0.1 mm up to this number of the bar-scale.


1a
1b
1c
1d
1e
1f
2
3
4
5
6
7
7
8a
8b
9a
9b
6
5
4
3
2
1
10a
10b
11a
11b
11c
12a
12b
13a
13b
13c
14a
14b
14c
15a
15b
15c

The specimens of Grub are very similar to the species described in open nomenclature by DE KLASZ et al. (1988). For the Senegal form see remarks in the latter paper.

Gyroidinoides globosus (VON HAGENOW, 1842)
Pl. 2, Fig. 12 a, b

1842 *Nonionina globosa* n. sp. - VON HAGENOW: 574.

1962 *Gyroidinoides globosus* (VON HAGENOW). - VON HILLEBRANDT: 107, pl. IX/2 a-3 c.

1988 *Gyroidinoides globosus* (VON HAGENOW). - DE KLASZ et al.: 66, pl. 16/4 a-c.

Nodosarella kugleri CUSHMAN & RENZ, 1946
Pl. 2, Fig. 2

1946 *Nodosarella kugleri* n. sp. - CUSHMAN & RENZ: 42, pl. 6/30, 33.

1962 *Nodosarella kugleri* CUSHMAN & RENZ. - VON HILLEBRANDT: 96, pl. VIII/7, 17, 18 a-b.

Nodosarella subnodosa (GUPPY, 1894)
Pl. 2, Fig. 3

1894 *Ellipsoidina subnodosa* n. sp. - GUPPY: 640, pl. 41/12.

1962 *Nodosarella subnodosa* (GUPPY). - VON HILLEBRANDT: 97, pl. 7/14-16.

? 1978 *Nodosarella subnodosa* GUPPY. - PROTO-DECIMA & BOLLI: 795, pl. 3/18.

Nuttallinella aff. *florealis* (WHITE, 1928)
Pl. 2, Fig. 7

? 1928 *Gyroidina florealis* n. sp. - WHITE: 293, pl. 4/3 a-c.

1951 *Gyroidina florealis* WHITE. - NOTH: 70-71, pl. 7/8 a-c.

1962 *Osangularia florealis* (WHITE). - VON HILLEBRANDT: 109, pl. IX/13 a-14 c.

1978 *Charltonina florealis* (WHITE). - PROTO-DECIMA & BOLLI: 79, pl. 4/17-18.

1982 *Charltonina florealis* (WHITE). - BOLTOVSKOY & WATANABE: 31, pl. 2/31-32.

? 1986 *Nuttallinella florealis* (WHITE). - VAN MORKHOVEN et al.: 356-358, pl. 115/1-3.

1988 *Charltonina florealis* (WHITE). - DE KLASZ et al.: 65, pl. 16/2 a-c.

1992 *Nuttallinella florealis* (WHITE). - WIDMARK & MALMGREN: pl. 2/4 a-c.

Our form, like the ones observed in approximately coeval levels of Senegal are less high than the original drawing of WHITE or the specimen figured by VAN MORKHOVEN et al. (1986) from the Gulf of Mexico. We follow the example of various authors in calling this form „*Nuttallinella* (or *Osangularia*, or *Charltonina*) *florealis*", while admitting that this determination is questionable. During the drafting of our paper on the Danian of Senegal (DE KLASZ et al. 1988) we did not have VAN MORKHOVEN et al.'s book, which gives SEM pictures of a form obviously identical with the specimen drawn by WHITE; VAN MORKHOVEN et al. discuss in detail the taxonomy and stratigraphic distribution of *N. florealis*. In view of the taxonomic problems connected with the latter as shown by WHITE and VAN MORKHOVEN et al. and the forms figured under this name by various other authors, a study of a large number of this cosmopolitan index form in the type area would be most useful. Such a study would make it possible to find out whether the specimens observed by some authors in the Bavarian Alps and the Southern Atlantic fall within the variation spectrum of the species *N. florealis* or represent a new species or subspecies.

Pleurostomella paleocenica CUSHMAN, 1947
Pl. 2, Fig. 4

1947 *Pleurostomella paleocenica* n. sp. - CUSHMAN: 68, pl. 18/14-15.

1962 *Pleurostomella paleocenica* CUSHMAN. - VON HILLEBRANDT: 95, pl. VII/27.

1988 *Pleurostomella paleocenica* CUSHMAN. - DE KLASZ et al.: 61, pl. 13/8 a-b.

Pleurostomella sp. A DE KLASZ, DE KLASZ & AUSSEIL-BADIE 1988
Pl. 2, Fig. 5

1988 *Pleurostomella* sp. A. - DE KLASZ, DE KLASZ & AUSSEIL-BADIE: 61, pl. 14/2 a-b.

Pullenia coryelli WHITE, 1929
Pl. 2, Fig. 8 a, b

1929 *Pullenia coryelli* n. sp. - WHITE: 56, pl. 5/22 a-b.

1962 *Pullenia coryelli* WHITE. - VON HILLEBRANDT: 94, pl. 6/34 a-b.

1988 *Pullenia coryelli* WHITE. - DE KLASZ et al.: 64, pl. 15/4 a-b

This species has been figured in various publications on the Early and Middle Paleocene in Central and South America, as well as in the Southern Atlantic and in Europe. VAN MORKHOVEN et al. (1986) consider it as a characteristic element of „lower bathyal" (1000-1500 m) water depths.

Pullenia cf. *cretacea* CUSHMAN, 1936
Pl. 2, Fig. 9 a, b

cf. 1936 *Pullenia cretacea* n. sp. - CUSHMAN 1936 (a): 75, pl. 13/8 a-b.

1983 *Pullenia eocenica* CUSHMAN & SIEGFUS. - TJALSMA & LOHMANN: 36, pl. 16/1.

1988 *Pullenia cretacea* CUSHMAN. - DE KLASZ et al.: 64, pl. 15/5 a-b.

Some foraminifers identified and figured as *P. eocenica* by various authors (see for instance references above) are very similar to *P. cretacea*. Only the study of large populations from the type locality and from intermediate levels could show whether they are different species or varieties of the same taxon.

?*Pyramidina* cf. *rudita* (CUSHMAN & PARKER, 1936)
Pl. 1, Fig. 13

cf. 1936 *Bulimina rudita* n. sp. - CUSHMAN & PARKER: 45, (fide CUSHMAN & PARKER 1947).

cf. 1947 *Bulimina rudita* CUSHMAN & PARKER. - CUSHMAN & PARKER: 82-83, pl.19/26.

cf. 1983 *Pyramidina rudita* CUSHMAN & PARKER. - TJALSMA & LOHMANN: 19, pl. 4/2, 7/2.

1988 *Pyramidina* cf. *rudita* CUSHMAN & PARKER. - DE KLASZ et al.: 60, pl. 13/4 a-b.

1992 *Pyramidina* cf. *rudita* CUSHMAN & PARKER. - WIDMARK & MALMGREN: pl. 1/12.

Although subtriangular in section this form does not show the strong overlapping of the last few chambers, nor the apertural characteristics of *Pyramidina*, as described by LOEBLICH & TAPPAN (1988).

Pyramidina aff. *triangularis* CUSHMAN & PARKER, 1935
Pl. 1, Fig. 14 a-c

1935 *Bulimina triangularis* n. sp. - CUSHMAN & PARKER: 97, pl. 15/4 a-b.

1947 *Bulimina triangularis* CUSHMAN & PARKER. - CUSHMAN & PARKER: 82, pl. 19/25 a-b.

The strong recrystallisation of the Grub specimens do not allow a more precise determination.

Quadratobuliminella pyramidalis DE KLASZ, 1953
Pl. 2, Fig. 1 a-f

Type reference: I. DE KLASZ (1953): *Quadratobuliminella* n. gen., eine neue Foraminiferengattung von der Wende Kreide-Tertiär. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 10: 434-436, fig. 1 (holotype), fig. 2 (paratype), (x 76).

Type specimen: holotype: Prot. 321; paratype: Prot. 322, deposited in the Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Munich, Germany.

Type level: Dark greyish brown shales of Danian age (P2 zone) tectonically intercalated in Bucheck Beds „along a footpath W of the railway bridge of Wiesen“, N Eisenärzt, south of the hamlet of Grub, 50 m N of the crossing of railway (Fig. 1 b).

Paratype: From the Danian of Bidart, S of Biarritz, Pyrénées Atlantiques, SW France.

Stratigraphic range: Early Paleocene (P1) to Middle Eocene (P11) (fide VAN MORKHOVEN et al. 1986: 322).

In addition to the type locality and the Danian of Bidart, SW France, *Quadratobuliminella* has been recorded in widely dispersed areas (VAN MORKHOVEN et al. 1986, DE KLASZ et al. 1990). BOLTOVSKOY (1989) mentioned it at DSDP site 305 from the Late Oligocene. However in a personal communication (18.6.1992) he wrote that he found this form in several DSDP boreholes (sites 167 - N Pacific; sites 363, 364 and 525A - South Atlantic) in levels varying from Paleocene to Middle Eocene. BOLTOVSKOY & WATANABE (1982) figured very typical *Quadratobuliminella pyramidalis* from DSDP site 363; BOLTOVSKOY & BOLTOVSKOY (1989) found it in site 525A (late Paleocene - Middle Eocene). WIDMARK & MALMGREN (1992) encountered *Quadratobuliminella* spp. in DSDP sites 465A (Central Pacific), 525A and 527 (South Atlantic) in both Maastrichtian and Danian deposits (with a pronounced increase in the Danian samples at site 465A). Specimens from the above three sites kindly sent to us by J. WIDMARK, Uppsala, are identical with topotypes of *Quadratobuliminella pyramidalis*, as are also forms which we obtained from D. SCHNITKER of Walpole, Me., USA, from the N. Atlantic site 401 (Gulf of Biscay). WIDMARK & MALMGREN consider *Quadratobuliminella* as an infaunal genus.

Quadrimorphina trochoides (REUSS, 1846)
Pl. 2, Fig. 10 a, b

1846 *Globigerina trochoides* m. - REUSS: 36, pl. 12/22.

1962 *Allomorphina conica* CUSHMAN & TODD. - VON HILLEBRANDT: 90, pl. VI/21 a, b.

1988 *Quadrimorphina trochoides* (REUSS). - DE KLASZ et al.: 63, pl. 15/1 a-b.

? 1989 *Allomorphina conica* CUSHMAN & TODD. - BOLTOVSKOY & BOLTOVSKOY: 299, pl. V/1-2.

Stensioeina beccariiformis (WHITE, 1928)
Pl. 2, Fig. 13 a-c

1928 *Rotalia beccariiformis* n. sp. - WHITE: 27, pl. 39/2 a-4 c.

1962 *Gavelinella beccariiformis* (WHITE). - VON HILLEBRANDT: 101, pl. VIII/2 a-c.

1978 *Gavelinella beccariiformis* (WHITE). - PROTO-DECIMA & BOLLI: 793, pl. 6/3-4.

1986 *Stensioina beccariiformis* (WHITE). - VAN MORKHOVEN et al.: 346-353, pl. 113 A-D.

1992 *Gavelinella beccariiformis* (WHITE). - WIDMARK & MALMGREN: pl. 5/3 a-c.

The taxonomic position and distribution of this species is discussed in detail by VAN MORKHOVEN et al. (1986). Our specimens are somewhat less thick than those figured by these authors or by WIDMARK & MALMGREN (1992).

Stilostomella sp. A DE KLASZ, DE KLASZ & AUSSEIL-BADIE, 1988
Pl. 2, Fig. 6

1983 *Stilostomella* sp. - TJALSMA & LOHMANN: 5, pl. 5/2.

1988 *Stilostomella* sp. A. - DE KLASZ, DE KLASZ & AUSSEIL-BADIE: 59, pl. 12/17.

3. CONCLUSIONS

This paper completes recent studies (DE KLASZ et al. 1990, DE KLASZ & DE KLASZ 1990) on the only existing material from the no longer accessible type locality of the cosmopolitan mainly Early Paleogene deep water benthic foraminiferal genus *Quadratobuliminella* DE KLASZ, 1953.

The planktonic foraminifera used for age determination are illustrated in this paper, as are the principal calcareous benthic species (after the agglutinated forms were previously figured in DE KLASZ & DE KLASZ 1990). They indicate a Upper Danian age (lower part of BLOW's P2 zone).

The calcareous foraminiferal assemblage shows numerous common forms with various Early Paleogene faunas described from the Bad Reichenhall and the Salzburg Basin, the South Atlantic and the circum-Caribbean region, as does the agglutinated fauna of the Grub levels.

The finding of a sample residue of Bucheck Layers collected nearby south of the *Quadratobuliminella* type locality corroborates earlier observations, i. e. that the deposits represent a tectonic and not stratigraphic intercalation in the Bucheck Layers.

REFERENCES

BARR, F. T. (1970): The foraminiferal genus *Bolivinoides* from the Upper Cretaceous of Libya. - Journ. Paleontol., **44** (4): 642-654, pl. 99-100; Tulsa.

BECKMANN, J. P. (1957): *Chiloguembelina* LOEBLICH & TAPPAN and related Foraminifera from the Lower Tertiary of Trinidad, B. W. I. - U. S. Nat. Mus. Bull., **215**: 93-95, pl. 21; Washington D. C.

BOLLI, H. M. (1957): The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B. W. I. - U. S. Nat. Mus. Bull., **215**: 61-81, pl. 15-20; Washington D. C.

BOLTOVSKOY, E. (1989): Comentarios bibliograficos: „Cenozoic cosmopolitan deep water benthic foraminifera". - Rev. Esp. Micropaleontol., **XXI** (2): 321-324; Madrid.

BOLTOVSKOY, E. & BOLTOVSKOY, D. (1989): Paleocene-Pleistocene benthic foraminiferal evidence of major paleoceanographic events in the eastern South Atlantic (DSDP Site 525, Walvis Ridge). - Marine Micropaleontol., **14**: 283-316; Amsterdam.

BOLTOVSKOY, E. & WATANABE, S. (1982): Foraminiferos bentonicos batiales del Cenozoico del Atlantico Sudoriental. - Physis, sec. A, **41** (100): 29-41; Buenos Aires.

BROTZEN, F. (1948): The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna. - Årsbok Sveriges Geol. Undersökning, **42** (2): 140 p., 19 pl.; Stockholm.

BRUN, L., CHIERICI, M. A. & MEIJER, M. (1985): Evolution and morphological variations of the principal species of Bolivinitidae in the Tertiary of the Gulf of Guinea. - In: C. A. M. IX. Coll. Afr. Micropaléontol., Paris 1983, Géologie Méditerranéenne, **XI** (1-2) (1984): 13-57, 11 pls.; Marseille.

CUSHMAN, J. A. (1925): Some new foraminifera from the Velasco Shale of Mexico. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **1** (1): 18-23, pl. 3; Sharon, Mass.

CUSHMAN, J. A. (1927): American Upper Cretaceous species of *Bolivina* and related species. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **2** (4): 85-91, pl. 12; Sharon, Mass.

CUSHMAN, J. A. (1933): New foraminifera from the Upper Jackson Eocene of the southeastern coastal plain region of the United States. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **9** (1): 1-21; fig. 32 a-b; Sharon, Mass.

CUSHMAN, J. A. (1936): New genera and species of the families Verneuilinidae and Valvulinidae and of the family Virgulinidae. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ. **6**: 71 p., 8 pls.; Sharon, Mass.

CUSHMAN, J. A. (1939): New American Cretaceous Foraminifera. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **15** (4): 89-93, pl. 16; Sharon, Mass.

CUSHMAN, J. A., (1947): Some new Foraminifera from the Paleocene of the Southern United States. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **23** (4): 81-86, pls. 17-18; Sharon, Mass.

CUSHMAN, J. A. & PARKER F. L. (1935): Some American Cretaceous *Buliminas*. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **11** (4): 96-101, pl. 15; Sharon, Mass.

CUSHMAN, J. A. & PARKER F. L. (1936): Some American Eocene *Buliminas*. - Contrib. Cushman Lab. Foram. Res., **12** (2): 39-45, 2 pls.; Sharon, Mass.

CUSHMAN, J. A. & PARKER F. L. (1947): *Bulimina* and related foraminiferal genera. - U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **210D**: 176 pp., 30 pls.; Washington D. C.

CUSHMAN, J. A. & RENZ, H. H. (1946): The foraminiferal fauna of the Lizard Springs Formation of Trinidad, British West Indies. - Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ., **18**: 16-48, 8 pls.; Sharon, Mass.

GUPPY, R. J. L. (1894): On some foraminifera from the Microzoic deposits of Trinidad, West Indies. - Proc. Zool. Soc. London **1894**: 647-652; London.

HAGENOW, F. VON (1842): Monographie der Rügen'schen Kreide - Versteinerungen. Abt. 3: Mollusken. - N. Jb. Miner. Geogn., Geol., Petrefakten-Kunde, **1842**: 528-575, pl. 9; Stuttgart.

HAGN, H., HERM, D., HILLEBRANDT, A. VON, RISCH, H., SCHMIDT, K., WEISS, W. & WITT, W. (1981): Zur Geologie der Bayerischen Alpen und ihr Vorlandes. - In: HAGN, H. (ed.): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82**: 11-63; München.

HILLEBRANDT, A. VON (1962): Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. - Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abh., N. F., **108**: 183 pp., 11 figs., 15 pls.; München.

KLASZ, I. DE (1953 a): *Quadratobuliminella* n. gen. eine neue Foraminiferengattung von der Wende Kreide-Tertiär. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953** (10): 434-436, 2 figs.; Stuttgart.

KLASZ, I. DE (1953 b): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen in Gebiet von Eisenärzt bei Traunstein/Obb. (Unter besonderer Berücksichtigung der helvetischen Oberkreide). (Mit einer geologischen Aufnahme 1:5000). - Thesis Univ. München, 1953, 128 pp., 5 figs., 5 pls.; München.

KLASZ, I. DE & KLASZ, S. DE (1990): Danian deep water (bathyal) agglutinated foraminifera from Bavaria and their comparison with approximately coeval agglutinated assemblages from Senegal and Trinidad. - In: HEMLEBEN, C. et al. (eds.), Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera, 387-431, 7 pls.; Dordrecht (Kluwer Academic Publ.).

KLASZ, I. DE, KLASZ, S. DE, COLIN, J. P., JAN DU CHÊNE, R., AUSSEIL-BADIE, J., BELLION, Y. & PEYPOUQUET, J. P. (1988): Apports de la micropaléontologie (foraminifères, ostracodes, dinoflagellés) à la connaissance stratigraphique et paléoécologique de la Formation des Madeleines (Danien du Sénégal). - Cahiers Micropaléontol., n. s., 1987, **2** (3-4): 5-27, 8 figs., 6 tab.; Paris.

KLASZ, I. DE, KLASZ, S. DE & AUSSEIL-BADIE, J. (1988): Etude systématique des foraminifères du Danien de la Formation des Madeleines de Dakar (Sénégal). - Cahiers Micropaléontol., n. s., 1987, **2** (3-4): 29-112, 17 pls.; Paris.

KLASZ, I. DE, KLASZ, S. DE and TOUMARKINE, M. (1990): Age danien de la localité-type du genre *Quadratobuliminella* d'après les Foraminifères planctoniques. - C. R. Séances Acad. Sci. Paris, sér. II, **310**: 335-340; Paris.

LOEBLICH, A. R., Jr. and TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. - 970 + 212 pp., 847 pls.; New York (van Nostrand Reinhold Co.).

MORKHOVEN , F. P. C. M. VAN, BERGGREN, W. A. & EDWARDS, A. S. (1986): Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. - Mém. Centre Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine, **11**: 421 pp., 126 pls.; Pau.

MOROZOVA, V. G. (1957): Foraminiferal superfamily Globigerinidea, superfam. nov., and some of its representatives (russ.). - Akad. Nauk. SSSR, Doklady, **114**: 1109-1111, 1 fig.; Moscow.

NOTH, R. (1951): Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorland. - Jb. Geol. Bundesanst., Sonderband, **3**: 1-91, pl. 1-9; Wien.

NYONG E. E. & OLSSON R. K. (1986): A paleoslope model of Campanian to Lower Maastrichtian foraminifers in the North American Basin and adjacent continental margin. - Marine Micropaleontol., **8**: 437-477; Amsterdam.

PLUMMER, H. J. (1926): Foraminifera from the Midway Formation in Texas. - Univ. Texas Bull., **2644**: 1-206, 15 pls.; Austin, Tex.

PROTO-DECIMA, F. & BOLLI, H. M. (1978): Southeast Atlantic DSDP Leg 40 Paleogene benthic foraminifers. - In: BOLLI H. M., RYAN W. B. F. et al., Init. Repts. DSDP, **40**: 783-809, 6 pls., Washington, D. C. (U. S. Govt. Print. Office).

REUSS, A. E. (1846): Die Versteinerungen der Bömischen Kreideformation. - **1**: 1-148, pls. 14-51; Stuttgart (Schweizerbart).

SALAJ, J., POZARYSKA, K. & SZCZECHURA, J. (1976): Foraminiferida zonation and subzonation of the Paleocene of Tunisia. - Acta Paleont. Polonica, **21** (2): 127-190, pls. I-XXVII; Warszawa.

STAINFORTH, R. M., LAMB, J. L., LUTERBACHER, H., BEARD J. H. & JEFFORDS, R. M. (1975): Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. - Univ. Kansas Paleontol. Contrib., **62**: 1-425, 213 figs.; Lawrence, Kans.

SUBBOTINA, N. N. (1953): Fossil foraminifers of the USSR: Globigerinidae, Hantkeninidae and Globorotaliidae (russ.). - Trudy VNIGRI, N. S., **76**: 1-296, 8 tab., 41 pls.; Leningrad.

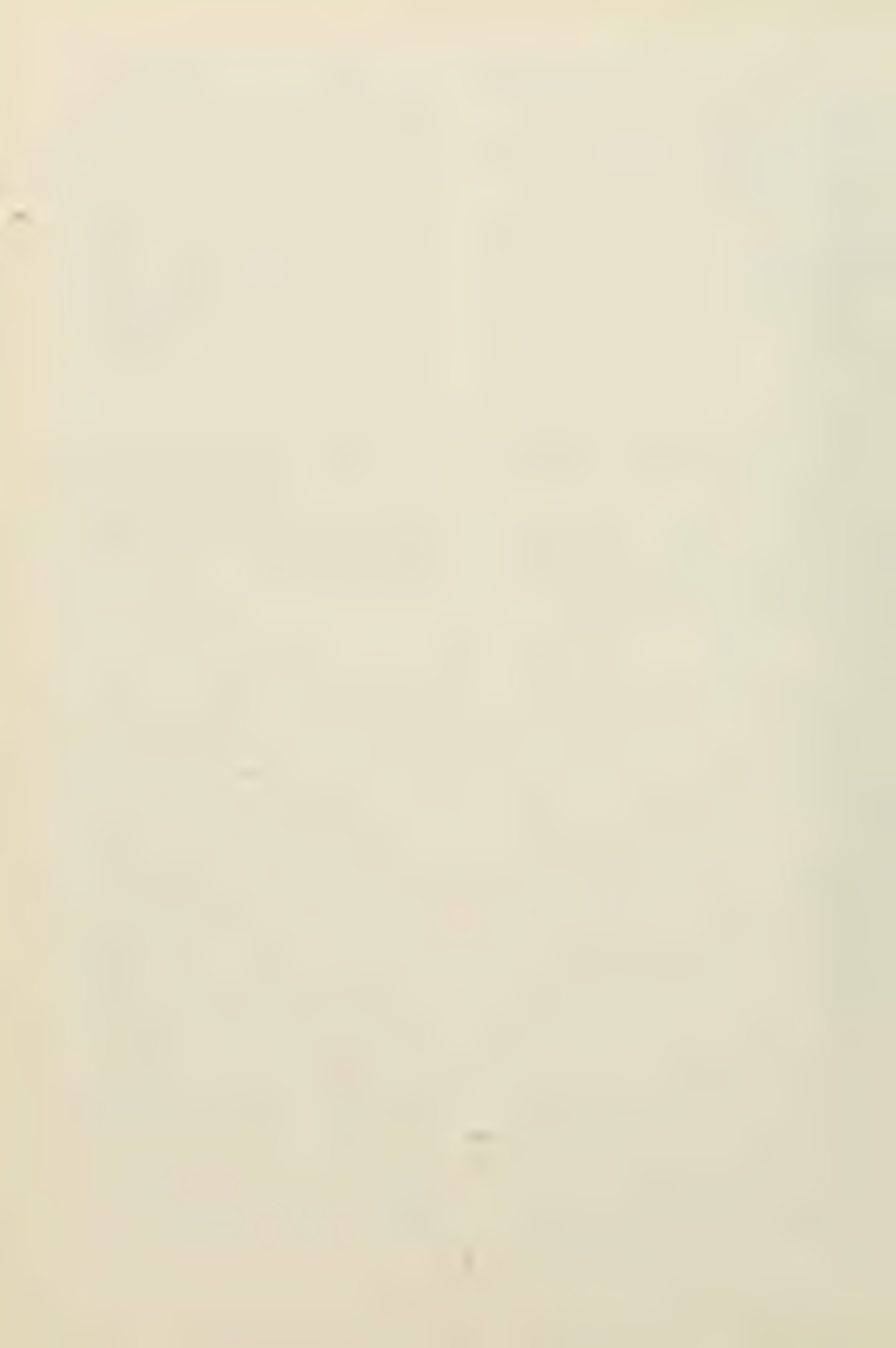
TJALSMA, R. C. & LOHMANN, G. P. (1983). Paleocene-Eocene bathyal and abyssal foraminifera from the Atlantic Ocean. - Micropaleontology, Spec. Publ., **4**: 90 pp., 22 pls.; New York.

TOUMARKINE, M. & LUTERBACHER, H. (1985): Paleocene and Eocene planktic foraminifera. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN K. (eds.), Plankton Stratigraphy, 87-154, 42 figs.; Cambridge (Cambridge Univ. Press).

WHITE, M. P. (1928): Some index Foraminifera of the Tampico Embayment area of Mexico. (Part II). - Journ. Paleontol., **2** (4): 280-317; Bridgewater.

WHITE, M. P. (1929): Some index foraminifera of the Tampico Embayment area of Mexico. (Part III). - Journ. Paleontol., **3**: 30-58; Bridgewater.

WIDMARK, J. G. V. & MALMGREN, B. (1992): Benthonic foraminiferal changes across the Cretaceous/Tertiary boundary in the deep sea; DSDP sites 465A, 525A and 527. - Journ. Foram. Res., **22** (2): 81-113, 10 pls.; Washington D. C.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	323–329	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Eine obereozäne Foraminiferenfauna aus dem südlichen Oberrhein-Graben

Von

WOLF OHMERT*)

Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

KURZFASSUNG

Eine reiche, vorwiegend pelagische, aber kleinwüchsige Foraminiferenfauna aus der Roten Leitschicht des oberrheinischen Kalibeckens ist in die höhere *semiinvoluta-/cerroazulensis cocaensis*-Zone des Obereozäns einzustufen. Die Korrelation mit mehr randlichen Profilen erweist, daß die Rote Leitschicht tatsächlich unter, nicht über dem Melanienkalk liegt, der nach Säugetierfunden dem Unteroligozän zugerechnet wird.

ABSTRACT

Abundant pelagic but dwarfish foraminifera near the base of the Rote Leitschicht from the potassium basin at the southern Oberrhein (SW-Germany) indicate an Upper Eocene age (higher *semiinvoluta/cerroazulensis cocaensis* Zone). The correlation with adjacent near-shore sections proves that the Rote Leitschicht is underlying the Lower Oligocene Melanienkalk with a mammal fauna containing *Palaeotherium magnum magnum*.

RESUMÉ

Une faune abondante à foraminifères planctoniques de petite taille a prouvé l'Éocène Supérieur (zone à *semiinvoluta/cerroazulensis cocaensis*) pour les couches rouges et conglomératiques dans le bassin potassique du fossé rhénan méridional. La corrélation avec des sondages voisins provenants du bord du bassin montre que les Calcaires à Mélanies sont en fait superposés sur ces couches rouges.

1. EINFÜHRUNG

Im älteren Tertiär des südlichen Oberrhein-Grabens hatte man bisher als einzige Anhaltspunkte für die Datierung einzelne Säugetiervorkommen und neuerdings Characeen-Faunen (SCHWARZ, im Druck). Um so überraschender war 1982 das Auftreten einer reichen marinen, vorwiegend pelagischen Foraminiferenfauna in der Bohrung Bremgarten 1, die durch die Aufmerksamkeit der Kollegen HARDER und HEINZMANN von der Firma Geodata entdeckt und geborgen wurde. In der Spülung war innerhalb einer eintönigen grauen und rötlichen Abfolge ein helles gelbliches Sediment aufgefallen, das abgeschöpft werden konnte. Eine Verunreinigung war auszuschließen. Bei der erneuten Durchteufung des fraglichen Bereichs nach einer technisch notwendig gewordenen Ablenkung der

*) Dr. WOLF OHMERT, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, D-79104 Freiburg. i. Br.

Bohrung wurde dieses Gestein nicht wieder angetroffen, so daß es sich um keinen durchgehenden Horizont, sondern nur um eine lokale Einlagerung handeln kann.

Das Material wird am Geologischen Landesamt Baden-Württemberg in Freiburg i. Br. aufbewahrt.

Für wichtige Hinweise, Diskussionen, Ausleihe privater Literatur oder Durchsicht der Fauna möchte ich den Herren Ch. Hemleben (Tübingen), A. von Hillebrandt (Berlin), L. Hottinger (Basel), H. J. Maus (Freiburg), C. Sittler (Straßburg) und D. H. Storch (Freiburg) danken. Die REM-Aufnahmen wurden von Herrn H. Hüttemann in Tübingen vorgenommen. Die Zeichnungen verdanke ich Herrn J. Crocoll (Freiburg).

2. DIE OBEREOZÄNE FORAMINIFERENFAUNA VON BREMGARTEN

2.1 PROFIL UND FUNDNIVEAU

Nach den Meletta-Schichten, Fisch-Schiefern und Foraminiferen-Mergeln des Rupel, gefolgt von der mächtigen Salzfolge der Pechelbronner-Schichten (Latdorf), durchteufte Bremgarten 1 ab 1795 m eine eintönige, vorwiegend mergelige Schichtfolge, ab 2045 m mit zunehmender Rotfärbung und

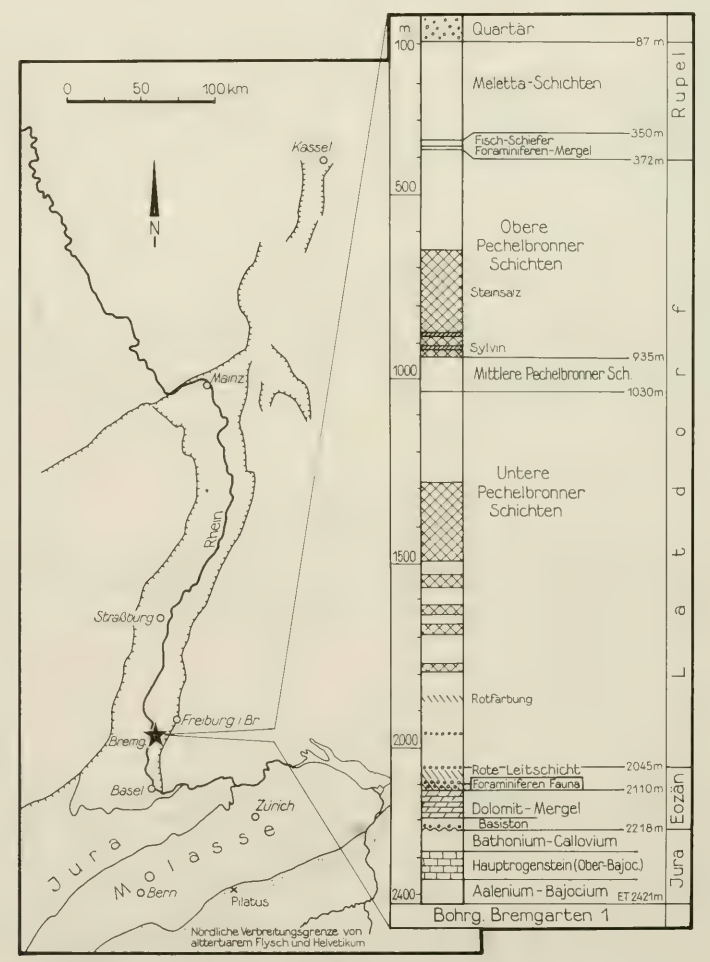


Abb. 1: Lage und Schichtfolge der Bohrung Bremgarten 1 (Legende s. Abb. 2).

konglomeratischen Einschaltungen (Abb. 1). Wenig über der Basis (2110 m) dieser Roten Leitschicht wurde bei 2100 m die Foraminiferenfauna erbohrt. Im Liegenden folgt bis ca. 2180 m eine dolomitische Zone mit grünlichen Tonsteinen, die den dolomitischen Mergeln der „Zone salifère inférieure" des elsäßischen Kalibeckens entsprechen dürfte. In die gipsführenden grünlichen Tonsteine des darunterliegenden Basistons sind Geröllchen von roten und grauen Tonsteinen und zwischen 2204 und 2212 m von Tuffen eingelagert, die einem mitteleozänen Vulkanismus zu Beginn der Grabenbildung zugeordnet werden (MAUS & SCHREINER 1983: 8 f.).

2.2 DAS AUSGANGSGESTEIN

Einige wenige Foraminiferen sitzen noch in kleinen Gesteinsbruchstücken. Es ist ein feinklastisches Sediment mit mergelig-kalkig verkitteten, wenig gerundeten Quarz- und Kalkkörnern. Die Korngröße entspricht etwa der der kleineren Foraminiferen. Die Kornbindung war so locker, daß die Fauna mit ganz wenigen Ausnahmen durch den Bohr- und Schlämmvorgang vollkommen freigelegt wurde. Die Packung der Foraminiferen im Sediment ist nicht sehr dicht, so daß eine größere Ausgangsmenge durchteuft worden sein muß. Zunächst (OHMERT & WERNER 1988: 99) wurde angenommen, das Ausgangsgestein sei als Geröll eingelagert worden, da in diesem Profilabschnitt auch kleine Jura-Gerölle nachgewiesen werden konnten. Wegen seiner geringen Festigkeit hätte das Ausgangsgestein aber einen Transport als Geröll gar nicht überstanden, und auch die Menge des Materials spricht gegen ein Geröll. Eher ist ein räumlich begrenzter Erosionsrest denkbar.

2.3 DIE FAUNA

Die Erhaltung ist unterschiedlich: Neben glasklaren Gehäusen liegen mehr oder minder stark abgerollte und umkristallisierte Stücke vor. Aufarbeitung ist durch einige ältere Faunenelemente dokumentiert. Unter anderem wurden 3 Globotruncanen nachgewiesen.

Plankton:

Globigerina officinalis SUBBOTINA
Globigerina praebulloides BLOW
Subbotina linaperta (FINLAY)
Globosubbotina eocaena (GÜMBEL)
Neogloboquadrina angiporoides (HORNIBROOK)
Neogloboquadrina venezuelana (HEDBERG)
Globigerinella inaequispira (SUBBOTINA)
Globigerinoides sp.
Globigerinatheka index index (FINLAY)
Globigerinatheka index cf. *tropicalis* (BLOW & BANNER)
Globigerinatheka index rubriformis (SUBBOTINA)
Globigerinatheka semiinvoluta (KEIJZER)
Globigerinatheka subconglobata luterbacheri BOLLI
Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis (COLE)
Turborotalia cerroazulensis cocaensis (CUSHMAN)
Turborotalia cerroazulensis pomeroli (TOUMARKINE & BOLLI)
Globoturborotalia ampliapertura (BOLLI)
Truncorotaloides cf. *carcoselleensis* (TOUMARKINE & BOLLI)
Pseudohastigerina micra (COLE)

Benthos:

Cyclammina acutidorsata (HANTKEN)
Semivulvulina guembeli (HAGN)
Quinqueloculina juleana D'ORBIGNY
Quinqueloculina ludwigi REUSS
Quinqueloculina cf. *ornatissima* KIESEL
Sigmoilopsis sp. [cf. *schlumbergeri* (SILVESTRI)]
Lenticulina limbata (BORNEMANN)
Turrilina alsatica ANDREAE
Bulimina alsatica CUSHMAN & PARKER
Reussella limbata (TERQUEM)
Uvigerina acutocostata (HAGN)
Uvigerina chirana CUSHMAN & STONE
Uvigerina cf. *germanica* (CUSHMAN & EDWARDS)
Uvigerina mexicana nuda GOHRBANDT
Uvigerinella sp. [cf. *tubulifera* (KAASSCHIETER)]
Bolivina antegressa dentata SAHAKJAN & GEZALJAN
Bolivina gracilis CUSHMAN & APPLIN
Bolivina cf. *molassicaformis* MEHRNUSCH
Bolivina vaceki SCHUBERT
Melonis cf. *affine* (REUSS)
Protelphidium buxovillanum (ANDREAE)
Cribrononion minutum (REUSS)
Elphidiella subnodosa minor (ELLERMANN)
Elphidium ex gr. *macellum* (FICHTEL & MOLL)
Pullenia quinqueloba (REUSS)
Pullenia sphaeroides (D'ORBIGNY)
Nodosarella cf. *multicostata* (GALLOWAY & MORREY)
Baggina cf. *lusitanica* KIESEL & LOTSCH
Eponides (?) cf. *kiliani* (ANDREAE)
Gyroidinoides girardanus (REUSS)
Alabamina tangentialis (CLODIUS)
Siphonina cf. *lamarckana* CUSHMAN
Siphonina sp. (cf. *praereticulata* KRAEVA)
Asterigerina bracteata CUSHMAN
Asterigerina brandhorstiana GRAMANN
Pararotalia cf. *audouini* (D'ORBIGNY)
Pararotalia cf. *germanica* (KIESEL)
Pararotalia lithothamnica crassa (KAPTARENKO-CERNOUSOVA & GOLJAK)
Pararotalia lithothamnica pinarensis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Pararotalia lithothamnica ssp. [cf. *lithothamnica* (UHLIG)]
Heterolepa dalmatina (VAN BELLEN)
Heterolepa eocaena (GÜMBEL)
Cibicidoides pygmeus (HANTKEN)
Cibicidoides truncanus (GÜMBEL)
Cibicidoides ungerianus (D'ORBIGNY)
Cibicides lobatulus (WALKER & JACOB)
Cibicides westi HOWE
Planulina compressa (HANTKEN)
Planulina costata (HANTKEN)
Falsoplanulina ammophila (GÜMBEL)
Cassidulina cf. *carapitana* HEDBERG
Globocassidulina globosa (HANTKEN)

2.4 FAUNENCHARAKTER UND HERKUNFT

Die Fauna wurde mit Probenserien der obereozänen Stadschiefer aus dem Pilatus- und Schimbrig-Gebiet (ECKERT 1963) verglichen, aber auch mit gleichaltrigen Stockletten

Oberbayerns (HAGN et al. 1981) und mit Varignano/Südalpen (HAGN 1956). Gegenüber den alpinen Faunen zeichnet sich Bremgarten durch Kleinwüchsigkeit und den Mangel an Sandschalern und Nodosariiden aus, die nur mit wenigen Exemplaren vorkommen. Die Elphidien von Bremgarten, die den alpinen Faunen fehlen, weisen auf Flachwasserbedingungen hin (im Obereozän von Possagno erscheinen sie nach HERB 1984: Abb. 2 erst zuletzt in seiner flachsten Faunenzone 5, die als landnah bezeichnet wird). Zahlreiche Faunenelemente in Bremgarten, die von der Typ-Lokalität des Latdorf (NUGLISCH & SPIEGLER 1991) beschrieben wurden (etwa die Pararotalien) weisen ebenso auf randnahe Bildungsbedingungen hin. Auffallend ist das fast völlige Fehlen von Ostracoden, die nur mit einem einzigen Bruchstück von *Hemicyprideis* sp. vertreten sind, einer Gattung, die am Oberrhein ab der dolomitischen Zone unterhalb der Roten Leitschicht bekannt ist (STCHEPINSKY 1960: 31), nicht aber aus den alpinen Faunen. Das Benthos von Bremgarten hat also einen durchaus eigenständigen Charakter, der auf eine autochthone Entstehung hinweist.

Umgekehrt macht der reiche pelagische Faunenanteil (vor allem die Turborotalien und die Globigerinatheken) eine mindestens zeitweilige Meeresverbindung zum alpinen Raum wahrscheinlich. Nach SITTLER (1965: 201, 1988: 42) kam das Meer aus dem subalpinen Raum über eine kurzfristige Verbindung E der Becken von Laufen und Délémont. Erste autochthon-marine kleinwüchsige Foraminiferenfaunen ohne stratigraphischen Aussagewert sind schon aus dem tieferen Teil der liegenden Lymnäen-Mergel (= Dolomit-Mergel-Zone) bekannt (DOEBL & MALZ 1962: 381).

2.5 DAS ALTER

Bei den Unterarten von *Turborotalia cerroazulensis* sind nur *cocaensis* und die Nominatunterart häufiger, während die typische *pomeroli* nur noch selten vorkommt. Einige Exemplare von *cocaensis* zeigen bereits durch Bildung eines schmalen Kiels auf den letzten Kammern Übergänge zur Unterart *cunialensis* (Taf. 1, Fig. 3). Dieser Übergang erfolgt nach TOUMARKINE & BOLLI (1970: 145, 1975: 81) und TOUMARKINE (in BOLLI 1986: Abb. 2) im Grenzbereich *semiinvoluta-/cerroazulensis* s. l.-Zone. Die typische *cunialensis* des höchsten Obereozäns fehlt in Bremgarten noch. Auch *Globoturborotalia ampliapertura* bestätigt die Einstufung in den Grenzbereich *cocaensis-/cunialensis*-Zone (BAUMANN 1970, TOUMARKINE & BOLLI 1975).

Globigerinatheka semiinvoluta ist in Bremgarten nur mit relativ wenigen, fast kugeligen Gehäusen präsent. Sehr viel häufiger ist *Gl. index index*, die nach BOLLI (1972: 125 f.) und KING (1989: 442) in nördlicheren Breiten bis ins höchste Eozän hinaufreicht. Daneben tritt in Bremgarten *Gl. subconglobata luterbacheri* auf, die an ihrer Typlokalität (Looegg/Schweiz) ebenfalls mit *cocaensis* zusammen vorkommt.

Schwieriger ist die Einordnung in die Benthos-Zonierung des Nordwesteuropäischen Tertiärbeckens, zu dem der Rheingraben in VINKEN et al. (1988) gerechnet wird. Während keine der eozänen Leitformen von GRAMANN & DANIELS (in VINKEN et al. 1988: 147 f.) in Bremgarten vorkommt, sind mit *Cassidulina* cf. *carapitana* und *Turrilina alsatica* zwei von drei oligozänen Index-Arten vertreten. Beide sind in Bremgarten nicht häufig und *carapitana* auch nicht typisch. Dagegen wurden ganz typische *carapitana* in der *cocaensis*-Zone der obereozänen Stadschiefer von Looegg gefunden. *T. alsatica* wird von KING (1989: 482) schon aus dem Obereozän mit ? angegeben.

Eher ist eine Einstufung in die NSB 5C von KING (1989: 439) möglich, deren Index-Art *Planulina costata* aber auch noch im Oligozän des Unterinntals vorkommt (HAGN et al. 1981: 148).

2.6 STRATIGRAPHISCHE FOLGERUNGEN

Die Rote Leitschicht („couche rouge") wurde bisher gewöhnlich über dem Melanienkalk eingestuft, der aber nach seiner Säugerfauna von Mulhouse ins Unteroligozän gehört (TOBIEN in VINKEN et al. 1988: 396; in der zugehörigen Abb. 239 b liegt der Säugerhorizont aber in der „Zone salifère inférieure", die nach SITTLER & SCHULER in VINKEN et al. 1988: 43 dem Eozän angehört). Wie aus Abb. 2 ersichtlich, lagert der Melanienkalk in den mehr randlichen Bohrprofilen Schliengen 1001 und 1014 deutlich über der Roten Leitschicht, die sich in vergleichbarer Mächtigkeit bis ins Beckeninnere (Bremgarten) verfolgen läßt. In einem Exkursionsführer stellen auch SITTLER et al. (1985: 56) den Melanienkalk von Mulhouse eindeutig in die „Zone salifère moyenne" des Latdorf, während ihn SITTLER & SCHULER (in VINKEN et al. 1988) erneut dem Eozän zuordnen.

Tafel 1 Foraminiferen aus dem basalen Teil der Roten Leitschicht, Obereozän; Bohrung Bremgarten 1, 2100 m; Slg. GLA Freiburg Fm 52-72, REM-Träger 7866; Aufnahmen: H. HÜTTEMANN, Tübingen.

Fig. 1-3 *Turborotalia cerroazulensis cocaensis* (CUSHMAN), mit Übergängen zu *T. cerroazulensis cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI). - Fig. 3 besitzt einen schmalen Kiel auf den letzten Kammern (Fm 52-54).

Fig. 4-6 *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* (COLE), mit Übergängen zu *cocaensis*. - (Fm 55-57).

Fig. 7-11 *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), mit Übergängen zu *cerroazulensis cerroazulensis* (Fig. 7; Fm 59). Gehäuse mit 5 Kammern (Fig. 8; Fm 60), wie sie TOUMARKINE & BOLLI (1970: Taf. 1, Fig. 16-18) aus der *semiinvoluta*-Zone abbilden, sind häufiger als solche mit 3-4 Kammern (Fig. 9; Fm 61).

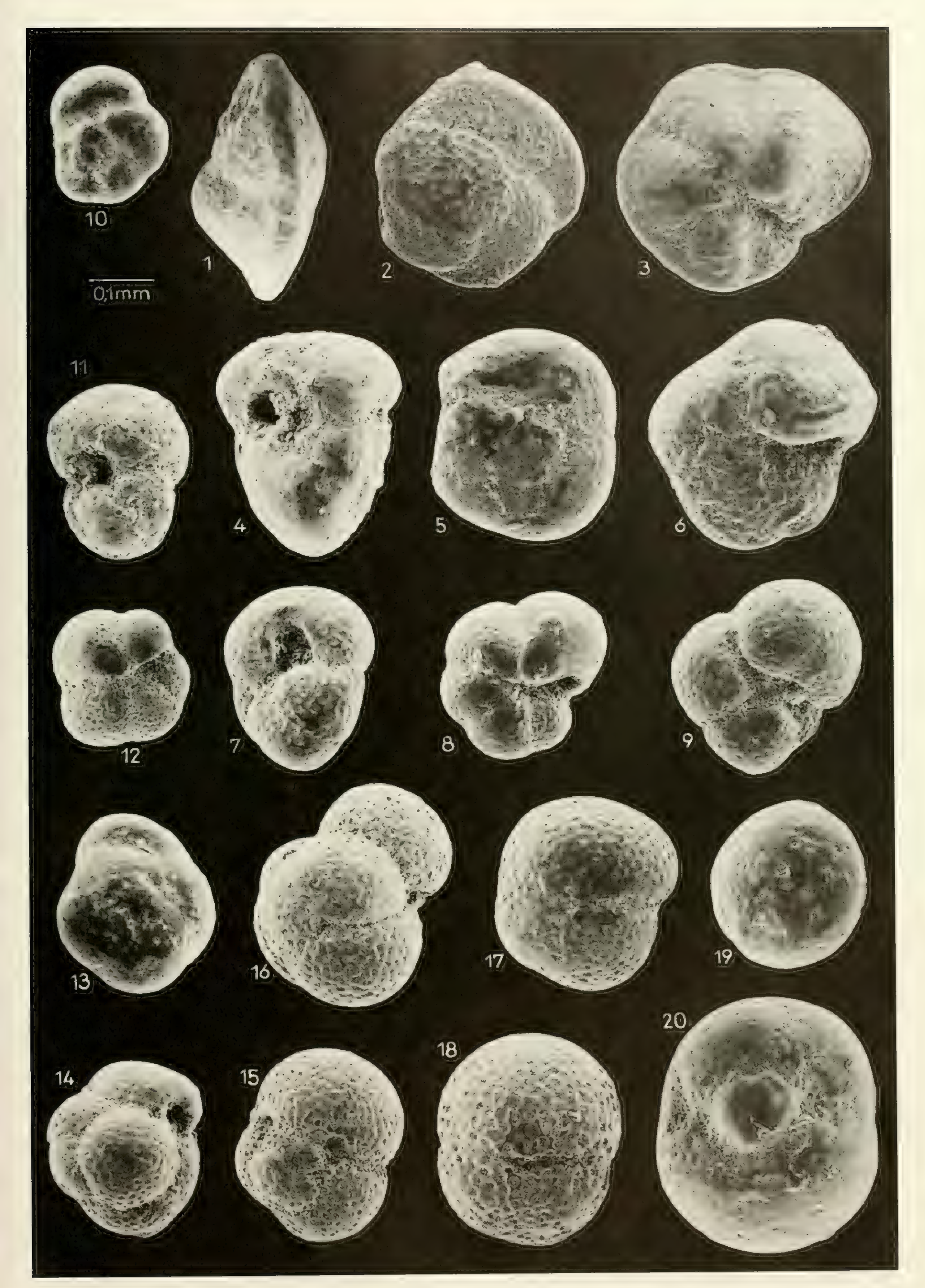
Fig. 12-13 *Truncorotaloides* cf. *carcoselleensis* (TOUMARKINE & BOLLI). - (FM 64-65).

Fig. 14 *Globigerinatheka index rubriformis* (SUBBOTINA). - Hauptmündung sichtbar, kleinere Mündung rückseitig (Fm 66).

Fig. 15 *Globigerinatheka index index* (FINLAY). - 2 kleinere Mündungen sichtbar, Spiralseite (Fm 67).

Fig. 16 *Globigerinatheka index* cf. *tropicalis* (BLOW & BANNER). - Hauptmündung rechts oben, kleinere Mündung rückseitig (Fm 68).

Fig. 17-20 *Globigerinatheka semiinvoluta* (KEIJZER). - Fig. 17 (Fm 69) mit großer Hauptmündung auf der Rückseite, zusätzliche suturale Mündungen. Fig. 18 (Fm 70) nur mit suturalen Mündungen. Fig. 19 (Fm 71) Kugeliges Gehäuse mit kleinen Mündungen (vgl. BOLLI 1972: Taf. 5, Fig. 4, 5, 11). Fig. 20 (Fm 72) Fast kugeliges Gehäuse mit 2 Mündungen und Bulla.


10
1
2
3
0,1mm
11
4
5
6
12
7
8
9
13
16
17
19
20
14
15
18

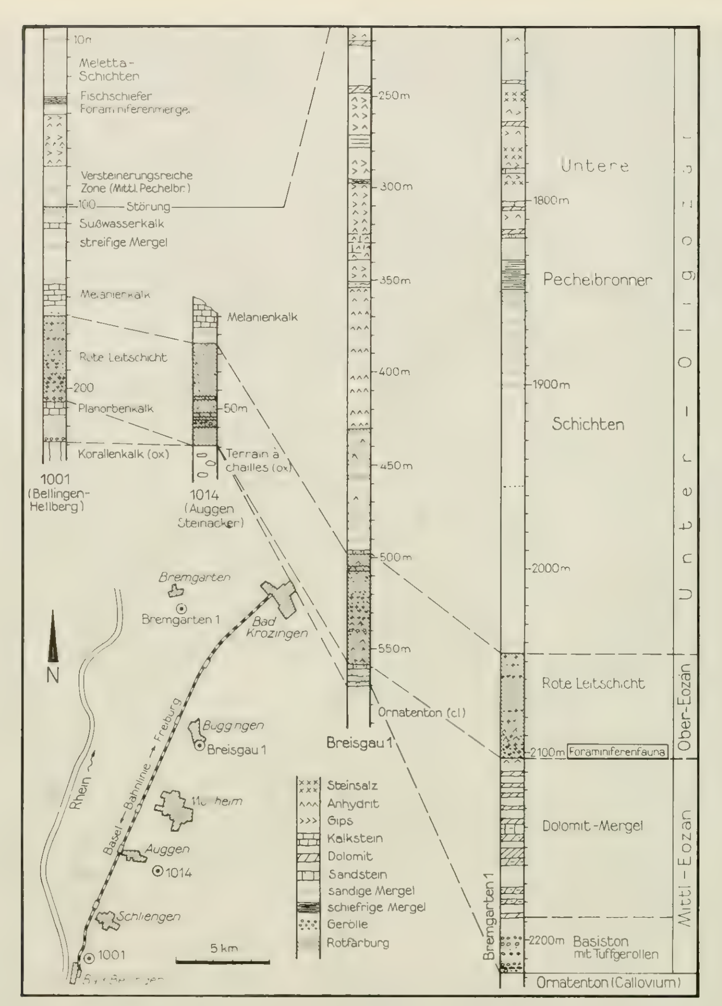


Abb. 2: Korrelation der eozänen/unteroligozänen Schichtfolge des Kali-Beckens (Bremgarten 1) mit den randnahen Bohrprofilen Schliengen 1001 und 1014. Die Rote Leitschicht ist gleichbleibend etwa 50-60 m mächtig und liegt unter dem Melanienkalk.

Die Deutsche Tertiär-Subkommission (MARTINI et al. 1986) definiert die Eozän/Oligozän-Grenze mit dem Einsatz der Nannoplankton-Zone NP21, der etwas vor der Grenze P17/P18 der Plankton-Foraminiferen liegt. Die Fauna von Bremgarten fällt noch in die tiefere P17 und damit sicher ins Obereozän. Bis zu einer weiteren Eingrenzung kann am Oberrhein das Oligozän daher erst mit dem Melanienkalk bzw. dessen Äquivalenten in den Unteren Pechelbronner Schichten beginnen. Die Mittleren Pechelbronner Schichten gehören dem Nannoplankton nach bereits in die Zone NP22 des höheren Latdorfs (MARTINI 1982: 34).

3. ZUSAMMENFASSUNG

Die überwiegend planktonische Foraminiferenfauna von Bremgarten wird als Erosionsrest einer kurzfristigen Meeres-Ingression aus dem Süden aufgefaßt, die in der höheren *semiinvoluta-*/ bzw. *cerroazulensis cocaensis-*Zone des Obereozäns (P17) stattfand. Sie hat ausgesprochen marginalen Flachwasser-Charakter, wodurch sich das Benthos deutlich von dem gleichaltriger Bildungen des alpinen Raums unterscheidet. Aus diesem Grund enthält das Benthos auch schon

viele Faunenelemente, die aus dem tieferen Oligozän bekannt sind. Da die Fundschicht, die Rote Leitschicht, in randlichen Bohrprofilen eindeutig unter dem unteroligozänen Melanienkalk liegt, entfällt der Widerspruch, der sich aus den meisten bisherigen stratigraphischen Tabellen ergeben würde.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

BAUMANN, P. (1970): Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen der obereozänen-oligozänen Scaglia im zentralen Appennin (Italien). - Eclogae geol. Helv., **63** (3): 1133-1211, 27 Abb., 7 Taf.; Basel.

BOLLI, H. M. (1972): The genus *Globigerinatheka* BRÖNNIMAN. - Jour. Foram. Res., **2** (3): 109-136, 84 Abb., 7 Taf., Washington.

BOLLI, H. M. (1986): Evolutionary trends in planctonic foraminifera from early Cretaceous to recent, with special emphasis on selected Tertiary lineages. - Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **10** (2): 565-577, 5 Abb., 3 Tab.; Pau.

DOEBL, F. & MALZ, H. (1962): Tertiär des Rheintal-Grabens. - In: SIMON et al., Leitfossilien der Mikropaläontologie, 379-398, Abb. 26-27, Tab. 22, Taf. 56-59; Berlin (Borntraeger).

ECKERT, H. R. (1963): Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schrattenfluh. - Eclogae geol. Helv., **56** (2): 1001-1072, 35 Abb., 7 Taf.; Basel.

HAGN, H. (1956): Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien). - Palaeontographica, A, **107**: 67-210, 8 Abb., Taf. 7-18; Stuttgart.

HAGN, H., COSTA, L. I., HERM, D., HILLEBRANDT, A. VON, HOFLING, R., LINDENBERG, H. G., MALZ, H., MARTINI, E., MOUSSAVIAN, E., PERCH-NIELSEN, K., PFEIL, F. H., RISCH, H., SCHAUB, H., SCHMIDT, K., SCHROEDER, R., URLICHS, M., VOIGT, E., WEHNER, H., WEISS, W. & WITT, W. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. - Geologica Bavarica, **82**: 408 S., 70 Abb., 7 Tab., 13 Taf.; München.

HERB, R. (1984): Zur Paläobathymetrie eozäner benthonischer Foraminiferen. - Paläontol. Kursbücher, **2**: 124-139, 10 Abb.; München.

KING, C. (1989): Cenozoic of the North Sea. - In: JENKINS, D. G. & MURRAY, J. W. (Hrsg.): Stratigraphical Atlas of fossil Foraminifera, 418-489, 14 Abb., 9 Taf.; Chichester (Ellis & Horwood).

MARTINI, E. (1982): Bestandsaufnahme des Nannoplankton im „präaquitanen“ Tertiär des Mainzer Beckens. - Mainzer geowiss. Mitt., **10**: 29-36, 1 Tab.; Mainz.

MARTINI, E., FAHLBUSCH, V. & HAGN, H. (1986): The Eocene/Oligocene boundary and the Latdorfian (Lower Oligocene). - Newsl. Stratigr., **17** (1): 37-43, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.

MAUS, H. & SCHREINER, A. (1983): Neue Karbonatit-Vorkommen im Rheingraben und im Hegau. - Jh. geol. Landesamt Baden-Wttbg., **25**: 7-21, 10 Abb.; Freiburg i. Br.

NUGLISCH, K. & SPIEGLER, D. (1991): Die Foraminiferen der Typ-Lokalität Latdorf (Nord-Deutschland, Unter-Oligozän). - Geol. Jb., A, **128**: 179-229, 2 Abb., 2 Tab., 14 Taf.; Hannover.

OHMERT, W. & WERNER, J. (1988): Geothermiebohrung Bremgarten 1. - In: BERTLEFF, B., JOACHIM, H., KOZIOROWSKI, G., LEIBER, J., OHMERT, W., PRESTEL, R., STOBER, I., STRAYLE, G., VILLINGER, E. & WERNER, J.: Ergebnisse der Hydrogeothermiebohrungen in Baden-Württemberg. - Jh. geol. Landesamt Baden-Wttbg., **30**: 99-100, Abb. 30; Freiburg i. Br.

SITTLER, C. (1965): Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Études sédimentologiques et paléoclimatiques. - Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., **24**: 392 S., 102 Abb., 120 Tab.; Straßburg.

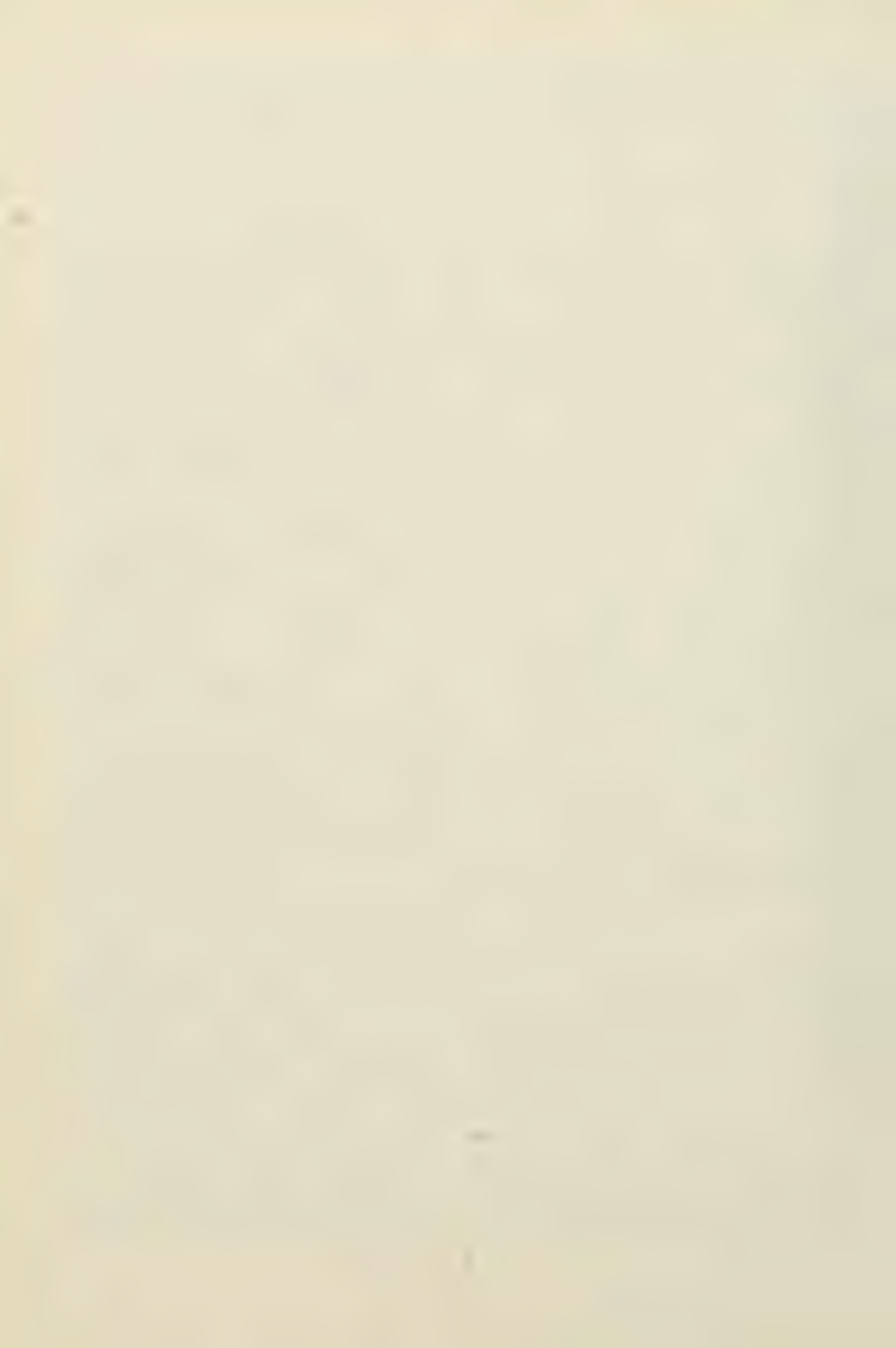
SITTLER, C., SONNE, V., SCHULER, M., DURINGER, P. & GEISSERT, F. (1985): Le tertiaire du fossé rhénan. - Exkursionsführer Univ. Louis Pasteur Strasbourg, Inst. Géol., 76 S.; Straßburg.

STCHEPINSKY, A. (1960): Étude des Ostracodes du Sannoisien de l'Alsace. - Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., **13** (1): 11-33, Taf. 1-3; Straßburg.

TOUMARKINE, M. & BOLLI, H. M. (1970): Évolution de *Globorotalia cerroazulensis* (COLE) dans l'Éocène moyen et supérieur de Possagno (Italie). - Rev. Micropaléont., **13** (3): 131-145, 7 Abb., 2 Taf.; Paris.

TOUMARKINE, M. & BOLLI, H. M. (1975): Foraminifères Planctoniques de l'Éocène Moyen et Supérieur de la Coupe de Possagno. - Schweiz. Paläont. Abh., **97**: 69-83, 2 Abb., 6 Taf.; Basel.

VINKEN, R., DANIELS, C. H. VON, GRAMANN, F., KÖTHE, A., KNOX, R. W. O'B., KOCKEL, F., MEYER, K.-J. & WEISS, W. (1988): The Northwest European Tertiary Basin. - Geol. Jb., A, **100**: 508 S., 267 Abb., 3 Tab., 7 Kart.; Hannover.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	331–342	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Zur paläogeographischen Verbreitung der Ostracoden-Gattung *Hermiella* an der Rhät/Lias-Grenze*)

Von

EDITH KRISTAN-TOLLMANN**)

Mit 6 Abbildungen und 3 Tafeln



KURZFASSUNG

Erstfunde von *Hermiella*-Arten (*H. hermi* n. sp., *H. hagni* n. sp. und *H. oviformis* n. sp.) aus dem tethyalen Rhät, und zwar vom Exmouth-Plateau NW von Australien, bilden zusammen mit den aus dem tethyalen Lias von Timor bekannten Vertretern dieser Gattung einen eigenständigen Formenkreis. Er hebt sich besonders durch die Gestaltung des Hinterendes von der Formengruppe des Germanischen Lias Europas ab. Zwischenglieder aus dem übrigen Bereich der Tethys stehen noch aus.

Durch weitere Schließmuskel-Untersuchungen konnte die Eigenständigkeit der Gattung *Hermiella* gegenüber *Ogmoconcha* einmal mehr bestätigt werden.

ABSTRACT

The newly detected first species of *Hermiella* (*H. hermi* n. sp., *H. hagni* n. sp. and *H. oviformis* n. sp.) within the Rhaetian of the eastern part of the Tethys, namely of the Exmouth Plateau NW of Australia, represent together with the taxa of *Hermiella* of the Liassic in tethyal facies in Timor an individual group of forms. This group distinguishes namely by the morphology of its back part from the group of *Hermiella* of the European Liassic in Germanic facies. Intermediary represents of the remaining part of the Tethys are not known until today. The independence of *Hermiella* compared with *Ogmoconcha* could be confirmed once more by further investigations of the muscle scars of this genus.

1. EINLEITUNG

Die Ostracoden-Gattung *Hermiella* schien vor einigen Jahren ausschließlich auf den Germanischen Lias von W- und NW-Europa - Frankreich, Großbritannien, Niederlande, Dänemark und Deutschland - beschränkt zu sein, und zwar vom (höheren) Pliensbach bis zum Toarc. Sie ist hier mit etlichen Arten rund um den Formenkreis *intercedens-ambo-circumvallata* vertreten. Hierher gehört auch die Meldung über das Auftreten von *Hermiella intercedens* im Ober-Pliensbach einer Statfjord-Bohrung im Norwegen-Sektor der Nordsee (MALZ & NAGY 1989: 65, Text-fig. 5).

1987 konnten von KRISTAN-TOLLMANN die ersten *Hermiella*-Arten aus dem Alpinen Lias von Timor (Indonesien) gemeldet werden (in KRISTAN-TOLLMANN, BARKHAM & GRUBER 1987). Die drei bisher von dort bekannten Arten gehören zu einem eigenständigen Formenkreis mit zum Hinterende zugespitzter linker Klappe, mit kräftigen Dornen in posteroventraler Position. Gemeinsam mit den Arten des Germanischen Lias und gleichzeitig typisch für die Gattung *Hermiella* ist ihnen an äußeren Merkmalen das breite, flache Ventralfeld, die Ausbildung kräftiger Randwülste, die meist rundum rei-

---

*) Publikation im Rahmen des IGCP-Projektes Nr. 359

**) Dr. EDITH KRISTAN-TOLLMANN, Scheibenbergstr. 53/6, A-1180 Wien.

chen, die Ausbildung grober Poren auf den Lateralflächen und kleiner Dörnchen am Vorderende und/oder großer Dornen am Hinterende. Das wichtigste Merkmal ist das große, hohe Schließmuskelfeld mit vier großen, dicht gepackten Narben pro senkrechter Reihe, das auch für *Hermiella timorensis* nachgewiesen werden konnte.

Inzwischen nennt Lord (1988, Tab. 3, S. 864) die Gattung *Hermiella* auch aus dem Pliensbach tethyalen und marginalen Bereichs von Portugal, Spanien, Algerien, Tunesien und Italien (Sizilien und Apennin). Aus diesem Bereich (Portugal und nun auch Fastnet-Becken und südlicher Graben der Keltischen See südlich von Irland - Ainsworth 1987: 56) wurde die bisher nur von dort bekannte Art *Hermiella inflata* Ainsworth, 1987 publiziert. Sie hat Ähnlichkeit mit *Hermiella ambo* (Lord & Moorley, 1974).

Nun aber können in vorliegender Arbeit die ersten *Hermiella*-Arten aus der Tethyalen Trias vorgestellt werden. Es ist das östliche Ende der Tethys, in welchem sich schon in der obersten Trias *Hermiella*-Arten entfaltet haben - es können gleich drei getrennte Taxa erfaßt werden. In Rhät-Mergeln vom Zlambachmergel-Habitus am Südwestende des Exmouth-Plateaus nordwestlich vor Australien haben sich *Hermiella*-Arten entwickelt. Sie treten gemeinsam mit anderen Hungarellinae und mit der typischen rhätischen tethyalen Foraminifere *Variostoma cochlea* Kristan-Tollmann auf. Dies überrascht, weil in den nun doch schon gut bekannten Mikrofaunen der Rhätmergel am Westende der Tethys, Zlambachmergel und Kössener Mergel, aber auch Mergelzwischenlagen zwischen Kalken von Schwellen-Ablagerungen, bis jetzt keine Hermiellen gefunden worden sind. Dies könnte ein Hinweis innerhalb der Mikrofauna sein, daß die Besiedlung des tethyalen Raumes (und teilweise anschließend der westlichen und nördlichen Randmeere) von Osten nach Westen erfolgt ist. Hinweise auf eine derartige gegen Westen gerichtete Wanderung waren nicht nur durch die entsprechende zirkumtropische Paläoströmung (Kristan-Tollmann & Tollmann 1981, Abb. 1) zu erwarten, sondern auch bei etlichen Makrofossilien wie Heterastridien, Oxycolpellen u. a. abzulesen gewesen.

2. CHARAKTERISTIK DER FUNDPUNKTE

Die Rhät-Mergel mit *Hermiella* stammen aus den vier Bohrungen Eendracht-1, Investigator-1, Vinck-1 und Sirius-1, die am Südwestende des Exmouth-Plateaus am Nordwestabfall der Australischen Plattform abgeteuft worden sind (Abb. 1). Sie enthielten in Tiefen zwischen 2375 und 3365 m zwischen 11 und 65 m mächtige Rhätmergel. Die Rhätmergel erweisen sich als verhältnismäßig reich an Foraminiferen und Ostracoden, denn obwohl je Probe jeweils nur eine Aussuchschale Material der mittleren Fraktion 0.3 mm (Sieb-Maschenweite) zur Verfügung stand, konnte doch ein guter Überblick gewonnen werden.

Mit wechselnder Häufigkeit dominiert die Foraminifere *Variostoma cochlea* Kristan-Tollmann, 1960, ein Leitfossil des Rhät, mit Lebensraum offenes Becken bis Vorriff-Bereich. Sie ist in nahezu jeder Probe vorhanden, die Palette umfaßt alle Wachstumsstadien von früh juvenil bis adult. Weitere Foraminiferen-Arten sind (nach Häufigkeit gereiht): *Involutina liassica* (Jones, 1853), *Trochonella laevis* Kristan, 1957, *Frondicularia rhaetica* Kristan-Tollmann, 1964 und *Variostoma coniforme* Kristan-Tollmann, 1960. An Ostracoden kommen außer den *Hermiella*-Arten noch *Ogmoconchella* cf. *aspinata* (Drexler, 1958) und einige meist larvale Hungarellinae vor, Bairdiidae fehlen ganz. In dieser Zusammensetzung entspricht die Foraminiferen-Assoziation, die nur aus wenigen, aber charakteristischen Arten besteht, ganz jener aus Zlambachmergeln vom Typ Fischerwiese aus Österreich bekannten, für welche auch eine an Hungarellinae reiche, an Bairdiidae arme Ostracoden-Vergesellschaftung typisch ist. Die gesamte Mikrofauna weist auf einen seichten, beckenrand-/riffnahen Lebensraum hin. Während alle aufscheinenden Foraminiferen schon aus dem Rhät vom Westende der Tethys erstbeschrieben oder bekannt und inzwischen aus dem Gesamtraum der Tethys nachgewiesen sind, zeigt die Ostracoden-Suite durchaus Eigenständigkeit. *Hermiella*-Arten des Rhät werden nun von hier erstbeschrieben, sie sind im übrigen Bereich der Tethys bislang noch nicht gefunden worden.

3. CHARAKTERISTIK DER OSTRACODENGATTUNG *HERMIELLA*

Folgende Abkürzungen werden verwendet: G = Gehäuse, Kl = Klappe, L = linke Klappe, R = rechte Klappe.

Typisch für alle Arten dieser Gattung ist das Ventralfeld, das den Gehäusen den dreieckigen Querschnitt verleiht, und das speziell ausgebildete Schließmuskelfeld. Es ist - im Gegensatz etwa zu jenem von *Ogmoconcha* - sehr groß, vertikal in die Länge gezogen, und besteht aus zwei senkrechten Reihen von je vier (nicht drei wie bei *Ogmoconcha*) sehr großen, dicht stehenden, gerundet eckig umgrenzten Narben, die von einem Kranz aus 11-14 kleinen Narben umgeben sind.

Nach unseren nun erweiterten Kenntnissen lassen sich nach der Gehäuse-Gestalt und -Morphologie zwei Formenkreise innerhalb der *Hermiella*-Arten abgrenzen, die auch nach ihrem paläogeographischen Auftreten unterschieden sind. Der eine Formenkreis mit rhätischen und liassischen Taxa tethyaler Provenienz liegt am Ostende der Tethys (bisher bekannt aus

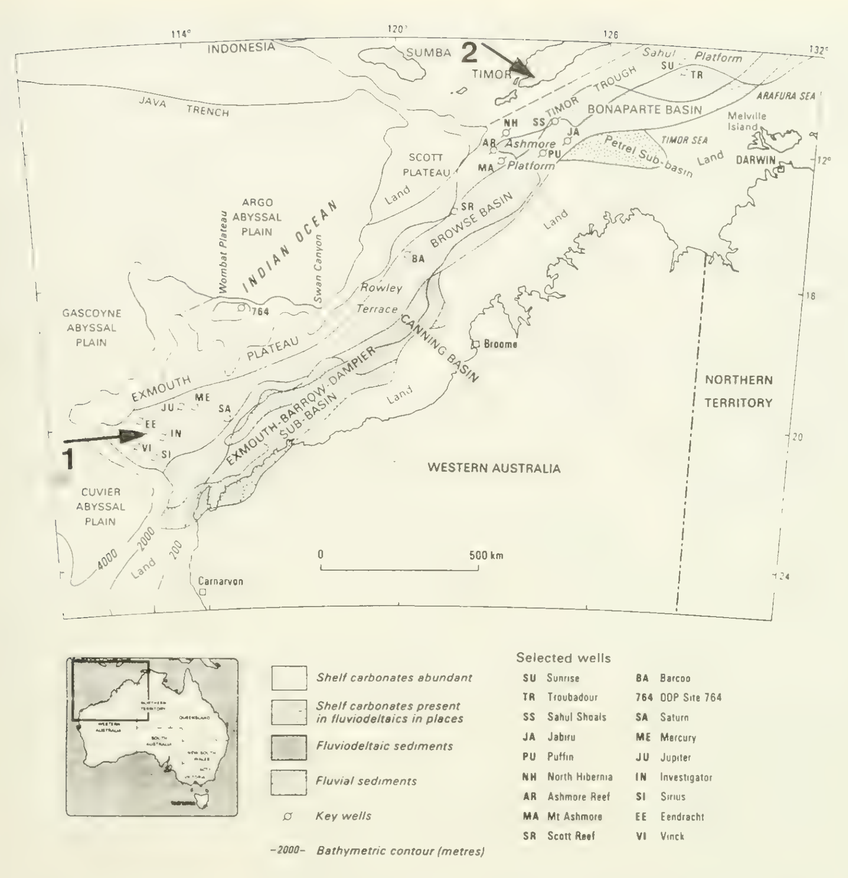


Abb. 1: Lage der Bohrungen mit den *Hermiella* beinhaltenden Rhät-Mergeln im südwestlichen Teil des Exmouth-Plateaus vor der nordwestlichen Küste Australiens (nach Exon et al. 1992: Abb. 6). Pfeil 1 zeigt auf die Bohrungen EE= Eendracht-1, IN= Investigator-1, VI= Vinck-1, SI= Sirius-1; von hier stammen die rhätischen Hermiellen des östlichen Formenkreises. Pfeil 2 zeigt auf den Fundort in Zentraltimor mit den liassischen Hermiellen des östlichen Formenkreises.

Timor und in vorliegender Arbeit bekannt gemacht aus dem Rhät vom Exmouth-Plateau NW von Australien), der zweite Formenkreis kommt im Germanischen Lias Europas, rund um das Westende der Tethys vor. Aus dem Raum zwischen diesen beiden *Hermiella*-Schwerpunkten sind uns noch keine Vertreter bekannt. Wohl gibt Lord (1988: 864) an, daß *Hermiella* im Pliensbach von Portugal über Spanien, Algerien und Tunesien bis Italien auftrete, wie oben bereits erwähnt, und ein charakteristisches Tethys-Element darstelle, doch sind uns hiervon (außer von Portugal *H. inflata*) noch keine bildlichen Präsentationen geboten worden. Es wird interessant sein, ihre morphologische Position zu erfahren. Auf jeden Fall hat sich nun herausgestellt, daß *Hermiella* eine weit größere Verbreitung in paläogeographischer wie auch in stratigraphischer Hinsicht innegehabt hat, als vor einigen Jahren noch vermutet worden war.

Nun zur kurzen Charakteristik des östlichen Formenkreises von *Hermiella*:

1. Die rhätischen Arten *H. oviformis, H. hagni* und *H. hermi*: gemeinsam ist ihnen eine längliche, ovale bis eiförmige Gestalt mit wohl gewölbtem konvexem Ventralrand und sehr hoch gewölbtem Dorsalrand sowie eine fast oder ganz gleichseitige Symmetrie. Die leichte (*oviformis*) bis gute (*hagni*) bis deutliche (*hermi*) Zuspitzung beider Enden liegt knapp unterhalb der halben G-Höhe. Die Ventralfläche steigt an beiden Kl mehrminder gegen außen schräg an und geht mit stumpfer Kante zur Lateralfläche über. Ein Ventralwulst ist gar nicht (*oviformis*) oder erst andeutungsweise (*hagni*) bis etwas deutlicher (*hermi*) ausgebildet, ein Dorsalwulst fehlt allen drei Arten. Grobe Poren sind bei *H. oviformis* und *H. hermi* deutlich. Bei keiner der drei Arten konnten randliche Dörnchen oder Dornen festgestellt werden. Ob dies nur am Erhaltungszustand liegt oder ob die Taxa generell keine Dörnchen bzw. Dornen haben, muß noch an weiterem Material abgeklärt werden. Bei den Hungarellinae der Trias und des Lias im europäischen Raum allgemein und natürlich auch bei den Hermiellen des

Germanischen Lias im speziellen hat sich bisher nämlich gezeigt, daß randliche Dörnchen erst ein „Lias-Merkmal" darstellen. Wenn die rhätischen Hermiellen vom Exmouth-Plateau keine Dörnchen haben, entsprechen sie damit dem Evolutionsmerkmal triadischer Hungarellinae aus der westlichen Tethys (siehe hierzu KRISTAN-TOLLMANN 1977: 628 ff.).

2. Die liassischen Arten *H. timorensis, H. dorsotuberosa* und *H. hastata* aus dem Alpinen Lias von Timor (E. KRISTAN-TOLLMANN in KR.-TOLLM., BARKHAM & GRUBER 1987) könnten sich aus der rhätischen Form *H. hermi* weiterentwickelt haben. Bei dieser ist bereits das Hinterende der L distinkt zugespitzt, was bei den liassischen Taxa von Timor fortgeführt wird. Hinzu kommen bei diesen drei Arten eine kräftige Wulstbildung ventral und meist auch auf der L rundum, eine abgeflachte Ventralfläche und die typischen Dörnchen am Vorder- und Hinterrand.

Bei triadischen und liassischen Ostracoden ist es oft infolge des ungünstigen Erhaltungszustandes schwierig, das Schließmuskelfeld zu untersuchen. *Hermiella* zeichnet sich durch ein sehr charakteristisches, eigenständig gestaltetes Schließmuskelfeld aus, und es ist wichtig, dieses taxonomisch bestimmende Merkmal für eine generische Absicherung feststellen zu können. Bei *Hermiella timorensis* war es möglich, das Schließmuskelfeld mit allen Einzelheiten zu studieren, es zeigt die gleichen Merkmale, wie wir sie schon von den Hermiellen aus dem germanischen Lias kennen, die da sind: Vier große, eng gepackte Narben pro senkrechter Reihe, umgeben von einem Kranz kleiner Narben. Bei den übrigen Arten konnte das Muskelfeld nicht untersucht werden, sie wurden aufgrund der morphologischen Merkmale allein zu *Hermiella* gestellt.

Der westliche Formenkreis von *Hermiella*-Arten umschließt die Taxa *H. amalthei, H. intercedens, H. cista* (+ *comes*), *H. cincta, H. ambo* und *H. circumvallata.* Allen gemeinsam ist das breit und hoch gerundete Hinterende, besonders deutlich auch bei *H. cista* (MALZ) und deren wahrscheinlichem Synonym *H. comes* (MALZ) auf den Scan-Aufnahmen Taf. 1, Fig. 6 und 10a gegenüber den Zeichnungen S. 489 bei H. MALZ 1975. Der asymmetrisch gestaltete Dorsalrand der L mit der deutlichen Delle im posterodorsalen Abschnitt ist bei allen Arten charakteristisch, auch bei vielen Exemplaren von *H. circumvallata*, vgl. z.B. Fig. 3a, 3b, 4 auf Taf. 2 bei DREYER 1967. Diese Art variiert allerdings besonders stark in ihrem Umriß. Variabilität vornehmlich in der Gestaltung des Dorsalrandes lassen aber alle bisher bekannt gewordenen Hermiellen erkennen. Mit Ausnahme von *H. amalthei* haben alle zumindest Teile des L-Randes wulstig verdickt. *H. amalthei* ist glattschalig, hat aber eine deutlich ausgebildete Ventralfläche und die typische längliche Gehäuseform mit breit und sehr hoch gewölbtem Vorderrand, dem posterodorsal eingedellten Dorsalrand knapp hinter dem Kulminationspunkt und einem ebenfalls hoch und stumpf gewölbten Hinterende. Sehr ähnlichen Umriß hat *H. intercedens* (vgl. z.B. DREYER 1967, Taf. 1, Fig. 2a, b und Taf. 3, Fig. 1a, b, 2). Zur endgültigen Abklärung der Zugehörigkeit der Art *amalthei* zu *Hermiella* muß ihr Schließmuskelfeld noch genauer untersucht werden. Nach der Darstellung von Fig. 14, Taf. 2 bei TRIEBEL (1950) dürfte aber das große Muskelfeld mit vier (bis fünf) großen Narben pro senkrechter Reihe ziemlich klar sein.

Besser als das Material von Timor und dem Exmouth-Plateau sind Hermiellen aus dem Süddeutschen Lias, speziell das reichliche Material vom Aubächle NW Aselfingen (S-Württemberg) erhalten, so daß an genügend Exemplaren der Arten *intercedens, circumvallata* und *ambo* deren Schließmuskelfeld im Detail mittels Scan-Aufnahmen untersucht werden konnte (siehe einige Scan-Bilder Taf. 2; Zeichnungen nach Scan-Aufnahmen der Schließmuskelnarben siehe Abb. 2, 3). Das vielfältig nun vorliegende Material an Larven und adulten Klappen bestätigt, was schon an einigen ersten Exemplaren (KRISTAN-TOLLMANN 1977, Abb. 3, 4, 5) klar zum Ausdruck gebracht werden konnte: Im Gegensatz zu *Ogmoconcha* ist das Schließmuskelfeld bei *Hermiella* verhältnismäßig sehr groß, vertikal in die Länge gezogen, kaum nach vorne gekrümmt. Es besteht aus zwei senkrechten Reihen von je vier (selten fünf) sehr großen, rundlich-eckigen, dicht stehenden Narben, die von meist 11-14 länglich-rundlichen kleineren Narben umkränzt werden. Das Schließmuskelfeld der Gattung *Ogmoconcha* hingegen ist rundlich, kleiner als bei *Hermiella*, und besteht aus zwei Reihen aus je nur drei (also insgesamt sechs, sehr selten sieben) rundlichen, locker stehenden Narben, die von einem Kranz kleinerer rundlicher Narben lose umgeben werden. Keinesfalls werden bei dem Schließmuskelfeld von

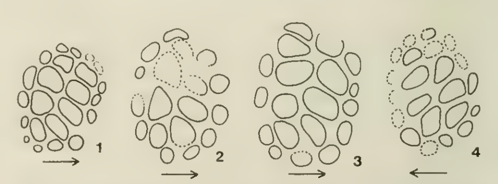


Abb. 2: Schließmuskelfelder von *Hermiella ambo* (LORD & MOORLEY, 1974). Germanischer Lias, Aubächle NW Aselfingen, S-Württemberg, Süddeutschland; Material Tübingen Nr. 3762.

Zeichnungen nach Scan-Aufnahmen von der Klappen-Innenseite, alle ca. 160-fach. Die Pfeile weisen nach vorne; Fig. 1-3 = linke Klappe, Fig. 4 = rechte Klappe; nur Fig. 3 = adult. *H. ambo* hat gegenüber *H. intercedens* und *H. circumvallata* ein kleineres Gehäuse, entsprechend kleiner ist auch das Muskelfeld (vgl. Taf. 1 und Abb. 3).

Tafel 1 Die markantesten *Hermiella*-Arten des westlichen Formenkreises; Germanischer Lias. Aubächle NW Aselfingen, S-Württemberg, Süddeutschland (Material Tübingen, Fig. 7, 10: Nr. 3760; Fig. 6, 8, 9, 11, 14, 15: Nr. 3762; Fig. 1-5, 12, 13: Nr. 3763). Alle etwa 70fache Vergrößerung.

Fig. 1-6 *Hermiella ambo* (LORD & MOORLEY, 1974). - Fig. 1, 3, 5: linke Klappe von außen; Fig. 1 adult; Fig. 3 sehr frühe Larve, Dorsalrand beschädigt. Fig. 2: rechte Klappe von außen, adult. Fig. 3: Gehäuse von oben, adult. Fig. 5: L von außen, Larve.

Fig. 7-11 *Hermiella circumvallata* (DREYER, 1967). - Fig. 7: G von oben, adult. Fig. 8, 11: rechte Klappe von außen, adult. Fig. 9, 10: linke Klappe von außen, adult.

Fig. 12-15 *Hermiella intercedens* (DREYER, 1967). - Fig. 12, 13: linke Klappe von außen, Fig. 12 adult. Fig. 14: linke Klappe von innen, adult; man beachte den sehr schmalen, aber ebenfalls geriffelten Kontaktrand im Gegensatz zum breiten Schloßrand. Fig. 15: G von oben, adult.



KRISTAN-TOLLMANN, E.: Paläogeographische Verbreitung von *Hermiella* Tafel 1

Hermiella randliche Muskelflecken „zu Bestandteilen einer zentralen Muskelfleckengruppe" uminterpretiert, wie dies HARLOFF (1993: 112) behauptet. Wie die Schließmuskelfeld-Abbildungen 2 und 3 veranschaulichen, sind die Muskelflecken der beiden senkrechten Reihen jeweils größer als jene des umgebenden Kranzes und daher unschwer auseinander zu halten. Wenn manchmal dorsale Flecken des Kranzes zu fehlen scheinen, ist dies lediglich auf den ungünstigen Erhaltungszustand zurückzuführen. Außer der Anzahl der Narben ist auch noch die Gesamtgestaltung des Schließmuskelfeldes zu berücksichtigen, worauf weiter oben schon hingewiesen worden ist. Mit diesem konstant differenziert von *Ogmoconcha* ausgebildeten Schließmuskelfeld in Verbindung mit einem stets vorhandenen breiten Ventralfeld und somit dreieckigen Gehäusequerschnitt unterscheidet sich *Hermiella* so klar von *Ogmoconcha*, daß sich eine weitere Diskussion über die Trennung von *Hermiella* von *Ogmoconcha* wohl erübrigt.

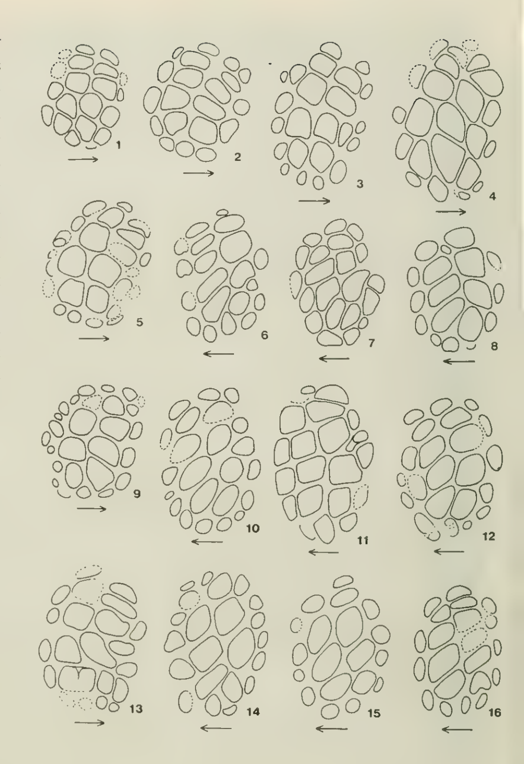


Abb. 3: Schließmuskelfelder von *Hermiella intercedens* (DREYER, 1967) - Fig. 1-12 - und *Hermiella circumvallata* (DREYER, 1967) - Fig. 13-16. Germanischer Lias, Aubächle NW Aselfingen, S-Württemberg, Süddeutschland; Material Tübingen Nr. 3762.

Zeichnungen nach Scan-Aufnahmen von der Klappen-Innenseite, alle ca. 160-fach. Die Pfeile weisen nach vorne, es sind daher Fig. 1-5, 9, 13 linke Klappe, Fig. 6-8, 10-12, 14-16 rechte Klappe. Charakteristisch für *Hermiella* - wie hier veranschaulicht - ist das hochgezogene, schmale Muskelfeld, das aus vier (bis fünf) großen Narben pro Reihe besteht und von einem Kranz kleiner Narben eng umschlossen wird. Dem steht ein rundliches Schließmuskelfeld bei *Ogmoconcha* gegenüber, dessen beide Reihen nur aus je drei (selten vier) locker angeordneten großen Narben bestehen, die von kleinen Narben lose umkränzt werden.

4. BESCHREIBUNG DER NEUEN *HERMIELLA*-ARTEN AUS DEM RHÄT DES SÜDWESTLICHEN EXMOUTH-PLATEAUS NW VON AUSTRALIEN

Familia Healdiidae HARLTON, 1933
Subfamilia Hungarellinae KRISTAN-TOLLMANN, 1971
Genus *Hermiella* KRISTAN-TOLLMANN, 1977

Hermiella hermi n. sp.
Taf. 3, Fig. 8, 9; Abb. 4, Fig. 1-4

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. DIETRICH HERM, München, anläßlich seines 60. Geburtstages.

Holotypus: G Taf. 3, Fig. 8; Abb. 4, Fig. 3.

Aufbewahrung: Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 163, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Bohrung Investigator-1 im südwestlichen Teil des Exmouth-Plateaus vor der NW-Australischen Küste; 3295 - 3310 m Bohrtiefe.

Stratum typicum: Ober-Trias, Rhät-Mergel. Gemeinsames Vorkommen von *Hermiella hermi* n. sp., *H. hagni* n. sp. und *H. oviformis* n. sp.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Hermiella* KRISTAN-TOLLMANN, 1977, mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse länglich mit stark gewölbtem Ventralrand und - besonders bei der L - auch hoch gerundet gewölbtem Dorsalrand; Vorder- und Hinterende verschmälert, vorne breiter gerundet; Hinterende der L zu einer kurzen, deutlichen Spitze ausgezogen, die außen

Tafel 2 Schließmuskelfelder von *Hermiella intercedens* (DREYER, 1967) - Fig. 1-4, 6 - und *Hermiella circumvallata* (DREYER, 1967) - Fig. 5.Germanischer Lias, Aubächle NW Aselfingen, S-Württemberg, Süddeutschland; Material Tübingen Nr. 3762.

Die Scan-Aufnahmen bei 30kV zeigen die Schließmuskelfelder bei 500-facher Vergrößerung von der Klappen-Innenseite. Fig. 1 und 3 sind linke Klappen, Fig. 2, 4-6 rechte Klappen, Fig. 3 und 4 adult, die Übrigen sind Larven. Schon bei den larvalen Schließmuskelfeldern, ganz besonders aber bei den adulten Fig. 3 und 4 ist die schmale, hohe Form augenfällig, bedingt durch die zwei senkrechten, wenig gekrümmten, aber langen Reihen aus vier (bis fünf) großen Narben im Gegensatz zu den rundlichen Schließmuskelfeldern von *Ogmoconcha*-Arten mit drei Narben pro Reihe.

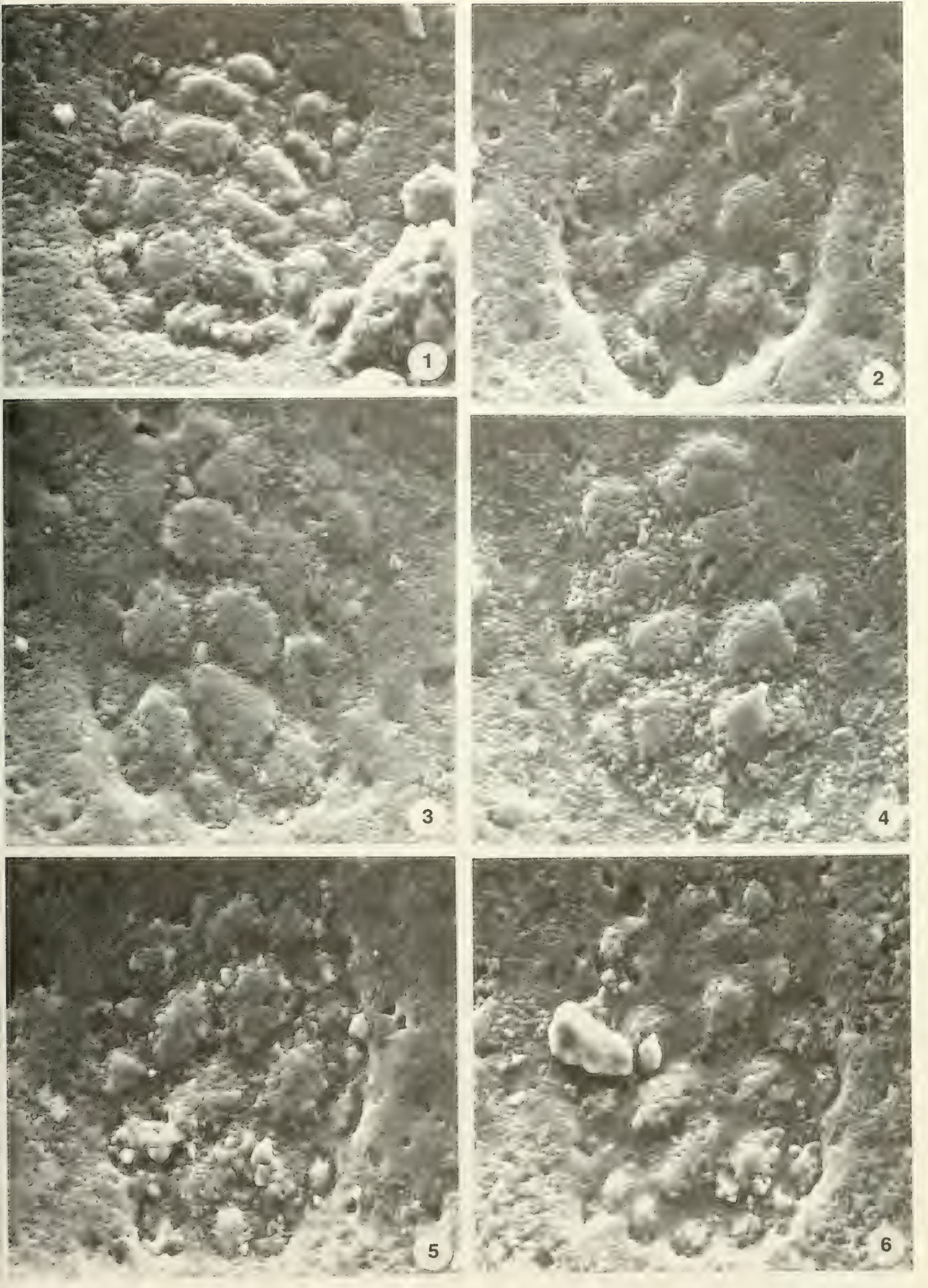

1
2
3
4
5
6



Abb. 4: *Hermiella hermi* n. sp. aus Rhät-Mergeln der Bohrung Investigator-1 im südlichen Teil des Exmouth-Plateaus vor der NW-Küste Australiens; Fig. 1, 3, 4 aus 3295-3310 m Bohrtiefe, Fig. 2 aus 3320-3330 m. Fig. 1: Gehäuse von links mit distinkt zugespitztem Hinterende. Fig. 2: rechte Klappe. Fig. 3: Holotypus; 3a: G von links, 3b: G von vorne, 3c: G von rechts, 3d: G von oben. Fig. 4: Gehäuse mit besonders hohem Dorsalrand durch leichte Zusammendrückung; 4a: G von links, 4b: G von vorne, 4c: G von rechts, 4d: G von oben.

etwas verdickt und abstehend, ab dem Kontaktrand leicht abgeschrägt sein kann. Ventralfläche breit, an der L gebaucht, an der R abgeflacht; am Übergang zu den Lateralflächen breit gerundet, etwas wulstig verdickt.

Beschreibung: Das längliche, an beiden Enden verschmälerte und sowohl dorsal als auch ventral stark gerundet gewölbte Gehäuse hat die beiden Klappen deutlich ungleich ausgebildet. Die L überragt die R rundum beträchtlich, ist dorsal und ventral noch stärker gewölbt, aber vorne und hinten mehr zugespitzt. Besonders das Hinterende der L unterscheidet sich gegenüber dem gerundeten der R durch eine kurze, aber distinkt ausgebildete, außen leicht verdickte, ab dem Kontaktrand gegen außen abgeschrägte, daher leicht abstehende Spitze. An den Larven erweist sich auch das Vorderende der L ein wenig verdickt. Der Übergang von der breiten Ventralfläche zur Lateralfläche beider Kl ist sanft gerundet und etwas wulstig verdickt. Diese Verdickung ist am deutlichsten antero- und posteroventral vorhanden, läuft gegen das Vorder- und Hinterende allmählich aus und verflacht auch im mittleren Abschnitt der Ventralkante. Der Dorsalrand zeigt auf beiden Kl keine Verdickung, auch der Vorderrand adulter G besitzt keinen Wulst. Die glatten Lateralflächen sind mit unregelmäßig verteilten größeren Grübchen versehen. Dornen oder Dörnchen, wie sie bei liassischen Arten der Gattung charakteristisch sind, konnten nicht festgestellt werden.

Maße des Holotypus: Länge 0,86 mm, Höhe 0,62 mm.

Beziehungen: *Hermiella hermi* n. sp. hat große Ähnlichkeit mit *Hermiella timorensis* KRISTAN-TOLLMANN, 1987, die aus dem Alpinen Lias (Ältere Allgäuschichten) von Zentraltimor bekannt geworden ist, und die ein direkter Nachfahre von *H. hermi* sein könnte. Bei näherer Betrachtung zeigen sich folgende Unterschiede: bei *H. hermi* ist das Hinterende der L deutlich schmäler zugespitzt vor allem auch deshalb, weil der posteroventrale Rand rasch hochgezogen und nicht, wie bei *H. timorensis* so charakteristisch, in weitem Bogen breit hinaufgeschwungen ist. Der gesamte Rand beider Kl (mit Ausnahme des Dorsalrandes der R) von *H. timorensis* ist rundum kräftig wulstig verdickt, die Ventralfläche erscheint richtiggehend abgeplattet und geht mit wenig gerundetem Winkel bzw. Knick in die Lateralfläche über. Bei *H. hermi* ist nur der Ventralrand beider Kl mäßig verdickt, die Ventralfläche der L ist gewölbt, nur jene der R abgeflacht, der Übergang zu den Lateralflächen erfolgt in breiter Rundung. Der Dorsal- (und Vorder-)rand beider Kl von *H. hermi* zeigt keinerlei Verdickung. Schließlich konnten an keinem Exemplar von *H. hermi* Dornen oder Dörnchen festgestellt werden, was natürlich noch an weiterem Material überprüft werden muß. Beiden Arten gemeinsam ist die Variabilität in der Höhe der dorsalen Wölbung, wobei der

---

Tafel 3 *Hermiella*-Arten aus dem Rhät und Lias des östlichen Formenkreises mit verschmälertem bis zugespitztem Hinterende.

Die Exemplare Fig. 1-7 stammen aus Älteren Allgäuschichten (Pliensbach, Alpiner Lias) vom Ufer des Meto-Flusses südwestlich von Soë in Zentraltimor, Indonesien (Probe Kr.-T. 86/149). Der Maßstab-Balken unter Fig. 4 gilt für Fig. 1-4, 7.

Die Figuren 8-14 wurden in Rhät-Mergeln (Typ Zlambachmergel der Fischerwiese) aus Bohrungen am südwestlichen Exmouth-Plateau NW vor Australien gefunden. Der Maßstab-Balken unter Fig. 8 gilt für alle Figuren 8-14.

Fig. 1-5, 7 *Hermiella timorensis* KRISTAN-TOLLMANN, 1987. - Fig. 1: larvale linke Klappe. Fig. 2: larvale rechte Klappe. Fig. 3: adulte linke Klappe. Fig. 4: adultes Gehäuse von oben. Fig. 5: adulte rechte Klappe. Fig. 7: adulte linke Klappe, ventral angehoben, um die randliche wulstige Verdickung deutlicher zu veranschaulichen.

Fig. 6 *Hermiella dorsotuberosa* KRISTAN-TOLLMANN, 1987. - Holotypus, linke Klappe.

Fig. 8, 9 *Hermiella hermi* n. sp. - Bohrung Investigator-1, 3295-3310 m Tiefe. Fig. 8: Holotypus, Gehäuse von links. Fig. 9: Gehäuse von links, beschädigt, dorsal etwas zusammengedrückt.

Fig. 10-12 *Hermiella hagni* n. sp. - Fig. 10: larvale linke Klappe; Bohrung Eendracht-1, 2415-2425 m Tiefe. Fig. 11: linke Klappe mit fast symmetrisch gleichem Vorder- und Hinterende; Bohrung Vinck-1, 2700-2710 m Tiefe. Fig. 12: Holotypus, Gehäuse von links; Fundpunkt wie Fig. 11.

Fig. 13, 14 *Hermiella oviformis* n. sp. - Fig. 13: sehr frühe Larve, G von links; Bohrung Eendracht-1, 2385-2395 m Tiefe. Fig. 14: Holotypus, G von links; Bohrung Sirius-1, 2995-3010 m Tiefe.


1
8
10
100 µm
11
2
9
12
3
13
4
5
14
400 µm
100 µm
6
7
400 µm

höchste Punkt bei *H. hermi* jeweils knapp vor der Mitte der linken Klappen-Länge liegt. Bei der R befindet sich der höchste Punkt noch weiter vorne.

Hermiella? *hastata* KRISTAN-TOLLMANN, 1987 besitzt zwar ebenso wie *H. hermi* ein zugespitztes Hinterende, doch ist dieses posteroventral auf beiden Kl mit einem einzelnen kräftigen Dorn bestückt. Das Vorderende der L von *H.*? *hastata* ist im Gegensatz zu *H. hermi* kurz und in hohem Bogen breit hinaufgewölbt. *Hermiella hagni* n. sp. unterscheidet sich von *H. hermi* durch den nahezu symmetrischen Schalenbau mit weniger ausgezogenem, abgerundet spitzem Vorder- und Hinterende, gleichmäßig hochgewölbtem Dorsalrand mit Kulminationspunkt in der Mitte oder ganz knapp davor, mit nur schwach angedeuteter ventraler Verdickung, die in der Mitte oft ganz verflacht, und durch die Ventralfläche, die bei den Kl schräg aufwärts gerichtet ist. Der breit hochgewölbte Ventralrand zum Hinterende bei *H. hagni* zeigt mehr Anklänge zum ähnlich gestalteten Hinterende von *H. timorensis* als zu jenem von *H. hermi.*

Hermiella hagni n. sp.
Taf. 3, Fig. 10-12; Abb. 5, Fig. 1-6

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. HERBERT HAGN, München, anläßlich seines 65. Geburtstages.

Holotypus: G Taf. 3, Fig. 12; Abb. 5, Fig. 5.

Aufbewahrung: Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 164, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Bohrung Vinck-1 im südwestlichen Teil des Exmouth-Plateaus vor der NW-Australischen Küste; 2700 - 2710 m Bohrtiefe.

Stratum typicum: Ober-Trias, Rhät-Mergel mit *Variostoma cochlea* KRISTAN-TOLLMANN, 1960.

Weitere Fundpunkte: Bohrung Investigator-1, 3295 - 3310 m Bohrtiefe, 90 km ENE der Bohrung Vinck-1 (siehe Kartenskizze Abb. 1); Ober-Trias, Rhät-Mergel; gemeinsamer Fundpunkt von *Hermiella hermi*, *H. hagni* und *H. oviformis.* Bohrung Eendracht-1, 2415 - 2425 m Bohrtiefe, 100 km nördlich Vinck-1 (siehe Abb. 1); Ober-Trias, Rhät-Mergel mit *Variostoma cochlea* KRISTAN-TOLLMANN, 1960; gemeinsamer Fundpunkt von *Hermiella hagni* n. sp. und *H. oviformis* n. sp.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Hermiella* KRISTAN-TOLLMANN, 1977 mit folgenden Besonderheiten: Gehäuse länglich, zweiseitig symmetrisch mit gleichem, leicht zugespitztem, kurzem Vorder- und Hinterende. Ventralrand stark gewölbt, Dorsalrand noch stärker hochgewölbt. Ventralfläche vorhanden, aber an beiden Kl breit abgeschrägt nach außen aufsteigend und mit breit gerundeter, nur wenig angedeuteter Kante in die Lateralfläche übergehend. Schale glatt mit selten oder keinen vergrößerten Poren-Grübchen.

Beschreibung: Längliches, dick ovales, zweiseitig symmetrisches G mit gleich ausgebildetem Vorder- und Hinterende der L. Bei der R Vorderseite ein wenig breiter gerundet als das Hinterende. Beide Enden kurz, etwas zugespitzt, in ausladender Wölbung rasch in den bauchig geschwungenen Ventralrand überleitend. Dorsalrand ebenfalls in gleichmäßigem, hohem Bogen gewölbt mit Kulmination in der halben Länge oder

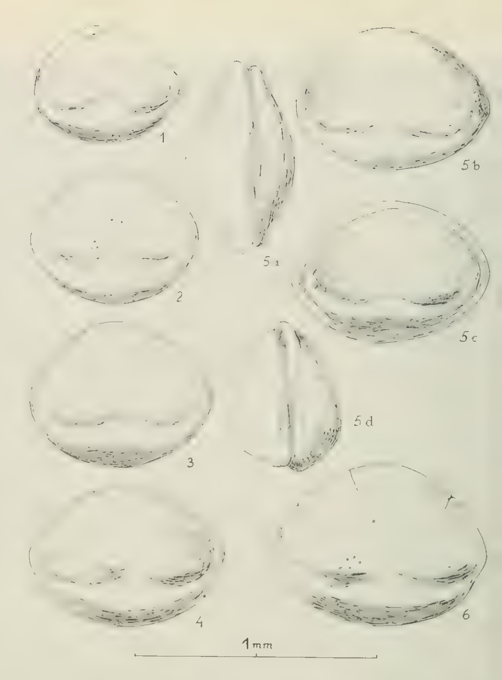


Abb. 5: *Hermiella hagni* n. sp. aus Rhät-Mergeln aus Bohrungen im südwestlichen Teil des Exmouth-Plateaus vor der NW-Küste Australiens. Fig. 1: linke larvale Klappe; Bohrung Eendracht-1, 2415-2425 m Bohrtiefe. Fig. 2: linke larvale Klappe; Bohrung Vinck-1, 2700-2710 m Bohrtiefe. Fig. 3: linke adulte Klappe mit besonders hohem Dorsalrand; Fundort wie Fig. 2. Fig. 4: Gehäuse von links, adult, zweiseitig symmetrisch, oben und unten gleich hoch gewölbt; Bohrung Investigator-1, 3295-3310 m Bohrtiefe. Fig. 5: Holotypus; a: Gehäuse von oben, b: G von links, c: G von rechts, d: G von vorne; Fundort wie Fig. 2. Fig. 6: Gehäuse von links, überaltet, dorsal etwas flachgedrückt; Fundort wie Fig. 4.

knapp davor. Die Höhe der Dorsalwölbung variiert etwas, könnte mit Geschlechtsdimorphismus zusammenhängen. Beide Kl ventral verbreitert, Ventralfläche aber nicht eben, sondern nach außen schräg ansteigend und mit breit gerundeter Kante und flachem Wulst in die Lateralfläche überleitend. Wulst in der Mitte verbreitert, aber ganz abgeflacht bis aussetzend, gegen beide Enden hin allmählich auslaufend. Antero- und posterodorsal sowie dorsal kein Wulst ausgebildet. Die L überragt die R rundum gleich breit bis auf den mittleren Abschnitt des Ventralrandes, wo die L breiter überragt. Die Schale ist glatt und weist nur selten einige gröbere Poren auf. Dornen oder Dörnchen wurden nicht festgestellt.

Maße des Holotypus: Länge 0,80 mm, Höhe 0,59 mm.

Beziehungen: *Hermiella hagni* n. sp. weist Ähnlichkeiten zu *Hermiella hermi* n. sp. und zu *Hermiella timorensis* KRISTAN-TOLLMANN, 1987 auf, ein wenig auch zu *Hermiella inflata* AINSWORTH, 1987.

Von der gleich alten *H. hermi*, mit der sie auch in der Bohrung Investigator-1 gemeinsam vorkommt, unterscheidet sie sich durch die gleichseitige Symmetrie der L mit kurzem, breit gewölbtem Vorder- und Hinterende, das nur kurz zugespitzt

ist, vor allem auch durch den bootsförmigen Ventralrand. *H. hermi* hat das Hinterende zu einer deutlichen Spitze verlängert, zu der der Posteroventralrand rasch emporzieht. Der Anterodorsalrand der L von *H. hermi* weist eine deutliche Eindellung auf; die Ventralfläche der L ist mehr gewölbt und nicht schräg zur Lateralfläche hochgezogen wie bei *H. hagni*. Schließlich hat *H. hagni* auf ihrer Schalenoberfläche wenige oder gar keine großen Poren ausgebildet, *H. hermi* aber zahlreiche.

Mit *H. timorensis* hat *H. hagni* den ausladend geschwungenen Posteroventralrand gemeinsam. *H. timorensis* ist aber im Gegensatz zu *H. hagni* nicht symmetrisch gebaut, hat eine flache, wohl ausgebildete Ventralfläche, einen kräftigen Wulst entlang des gesamten Klappenrandes, viele große Poren auf der Schalenoberfläche und Dörnchen bzw. Dornen am Vorder- und Hinterende.

H. inflata ähnelt *H. hagni* im Hinblick auf die gleichseitige Symmetrie der L und auf die Ausbildung des im Mittelabschnitt verbreiterten, auf der Lateralfläche hinaufreichenden Ventralwulstes. *H. hagni* ist aber vorne und hinten zugespitzt, der Ventralrand ist stärker konvex gewölbt, der randliche Wulst weitaus schwächer ausgebildet, dorsal völlig fehlend. Die Ventralfläche ist bei *H. inflata* breit und eben, bei *H. hagni* an beiden Kl schräg zur Lateralfläche aufwärts ansteigend (vgl. Abb. 5, Fig. 5d).

Hermiella oviformis n. sp.

Taf. 3, Fig. 13, 14; Abb. 6, Fig. 1-3

Derivatio nominis: Nach der eiförmigen Gestalt.

Holotypus: G Taf. 3, Fig. 14; Abb. 6, Fig. 3.

Aufbewahrung: Sammlung KRISTAN-TOLLMANN, V 165, Geologisches Institut der Universität Wien.

Locus typicus: Bohrung Sirius-1 im südwestlichen Teil des Exmouth-Plateaus vor der NW-Australischen Küste; 2995 bis 3010 m Bohrtiefe.

Stratum typicum: Ober-Trias, Rhät-Mergel mit *Variostoma cochlea* KRISTAN-TOLLMANN, 1960.

Weitere Fundpunkte: Bohrung Eendracht-1 (2385 bis 2395 m, 2405-2415 m und 2415-2425 m Tiefe) 120 km NNW Sirius-1 (siehe Abb. 1); Obertrias, Rhät-Mergel mit *Variostoma cochlea* KRISTAN-TOLLMANN, 1960. Bohrung Vinck-1 (2720 bis 2730 m Tiefe) 70 km NW Sirius-1; Ober-Trias, Rhät-Mergel. Bohrung Investigator-1 (3295-3310 m Tiefe) 70 km NNE Sirius-1; Ober-Trias, Rhät-Mergel, gemeinsames Vorkommen von *Hermiella hermi* n. sp., *H. hagni* n. sp. und *H. oviformis* n. sp.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Hermiella* KRISTAN-TOLLMANN, 1977 mit folgenden Besonderheiten: Dick-eiförmiges Gehäuse mit gut ausgeprägter Ventralfläche, stumpfer, gerundeter Ventralkante, aber keinem Ventralwulst. Auf der glatten Lateralfläche einige wenige große Porengrübchen.



Abb. 6: *Hermiella oviformis* n. sp. aus Rhät-Mergeln aus Bohrungen im südwestlichen Teil des Exmouth-Plateaus vor der NW-Küste Australiens. Fig. 1: linke larvale Klappe; Bohrung Eendracht-1, 2415 bis 2425 m Bohrtiefe. Fig. 2: larvales Gehäuse von links; Bohrung Eendracht-1, 2405-2415 m Bohrtiefe. Fig. 3: Holotypus; a: Gehäuse von vorne, b: G von links, c: G von rechts, d: G von oben; Bohrung Sirius-1, 2995-3010 m Bohrtiefe.

Beschreibung: G eiförmig mit etwas breiter gerundetem Vorderende und spitzer gerundetem Hinterende, stark gewölbtem Ventralrand und hoch gewölbtem Dorsalrand. Ventralrand breit bootsförmig gewölbt, auch hinten, ähnlich *Hermiella hagni*. Breite, gut ausgebildete Ventralfläche, die bei beiden Kl gegen außen etwas schräg ansteigt und mit gerundeter Kante in die mäßig bauchige Lateralfläche übergeht. Keinerlei Wulst ausgebildet. An der R vorne und hinten eine leichte Delle parallel zum Kontaktrand bemerkbar. Schale zart, glatt, mit wenigen größeren Porengrübchen. Bei den Larven sind die großen Poren jedoch deutlicher und gewohnt groß entwickelt.

Maße des Holotypus: Länge 0.76 mm, Höhe 0.60 mm.

Beziehungen: *H. oviformis* n. sp. ist unter den drei neuen *Hermiella*-Arten aus dem Rhät vom Exmouth-Plateau die glatteste. Und obwohl noch nicht ihr Muskelfeld bekannt ist, kann sie aufgrund anderer Merkmale und Ähnlichkeiten in der Gehäusemorphologie zu *Hermiella* gestellt werden. Sie zeigt in der Ausbildung des Ventralrandes Anklänge zu *H. hagni* und *H. timorensis*, ein breites, gut entwickeltes Ventralfeld und die typischen großen Poren auf der Lateralfläche. Von *H. hagni* und *H. timorensis* unterscheidet sich *H. oviformis* aber schon allein durch die eiförmige Gestalt mit dem gerundeten Vorder- und auch Hinterende und durch das Fehlen eines Ventralwulstes bzw. eines abgesetzten Kantenrandes.

DANK

Schließmuskelfeld-Untersuchungen an Hermiellen aus dem Germanischen Lias konnten vor längerem unter der Ägide von Prof. Dr. D. HERM in Tübingen durchgeführt werden und dort auch die Scan-Aufnahmen zu Taf. 1 u. 2 angefertigt werden, wofür hier nochmals gedankt sei. Das Material aus den Bohrungen am Exmouth-Plateau NW von Australien wurde mir über Vermittlung von Dr. J. COLWELL (AGSO, Canberra) vom Western Australian Department of Minerals and Energy zur Verfügung gestellt, wofür ich auch hier danken möchte.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Ainsworth, N.R. (1987): Pliensbachian Ostracoda from the Fastnet Basin, offshore Southwest Ireland. - Geol. Surv. Ire. Bull., **4**: 41-62, 12 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Dublin.

Dreyer, E. (1967): Mikrofossilien des Rät und Lias von SW-Brandenburg. - Jb. Geol., **1**: 491-531, 9 Taf., 1 Tab.; Berlin.

Exon, N. F., Haq, B. U., & Rad, U. v. (1992): Exmouth Plateau revisited: Scientific drilling and geological framework. – Proc. ODP, Sci. Results, **122**: 3-20, 14 Abb., 3 Tab., College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Harloff, J. (1993): Ostracoden des Unter-Pliensbachiums in Baden-Württemberg. - Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, **191**: 214 S., 75 Abb., 9 Tab., 14 Taf.; Stuttgart.

Kristan-Tollmann, E. (1977): Zur Evolution des Schließmuskelfeldes bei Healdiidae und Cytherellidae (Ostracoda). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977** (10): 621-639, 10 Abb.; Stuttgart.

Kristan-Tollmann, E., Barkham, S. & Gruber, B. (1987): Pötschenschichten, Zlambachmergel (Hallstätter Obertrias) und Liasfleckenmergel in Zentraltimor, nebst ihren Faunenelementen. - Mitt. österr. geol. Ges., **80**: 229-285, 13 Abb., 5 Taf.; Wien.

Kristan-Tollmann, E. & Tollmann, A. (1981): Die Stellung der Tethys in der Trias und die Herkunft ihrer Fauna. - Mitt. österr. geol. Ges., **74-75** (1981-1982): 129-135, 1 Abb.; Wien.

Lord, A.R. (1988): Ostracoda of the Early Jurassic Tethyan Ocean. - In: Proc. Ninth Int. Sympos. Ostracoda, Hanai, T. et al. (Hrsg.): 855-868, 2 Abb., 3 Tab.; Tokyo (Kodansha Ltd.).

Malz, H. (1975): Eine Entwicklungsreihe „vallater“ Ogmoconchen (Ostracoda) im S-deutschen Lias. - Senckenbergiana lethaea, **55** (6): 485-503, 4 Abb., 3 Taf.; Frankfurt/Main.

Malz, H. & Nagy, J. (1989): Lower Jurassic ostracods from North Sea wells in the Norwegian Sector. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **113**: 61-75, 5 Abb., 3 Taf.; Frankfurt/Main.

Triebel, E. (1950): Die taxonomische Stellung der Ostracoden-Gattung *Ogmoconcha* und der Lectotypus von *O. amalthei*. - Senckenbergiana, **31** (1/2): 113-120, 2 Taf.; Frankfurt/Main.

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	343–347	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

... וַיִּהְיוּ כָּל־יְמֵי מְתוּשֶׁלַח תֵּשַׁע וְשִׁשִּׁים שָׁנָה וּתְשַׁע מֵאוֹת שָׁנָה ...

All the days of Methusalem were nine hundred sixty and nine years ... (Genesis, 5: 27)

„... voce magna clamavit: Lazare, veni foras!"

... He cried in a loud voice, come out, Lazarus, to my side! (St. John, 11: 43)

Cythereis mesa: Methusalem or Lazarus?

By

AVRAHAM HONIGSTEIN, FRANCIS HIRSCH, AMNON ROSENFELD & AKIVA FLEXER*)

With 1 Plate

ABSTRACT

Two subspecies of the ostracode *Cythereis mesa* HONIGSTEIN, which were reported from the Late Santonian - Campanian strata in Israel, reoccur in Early Paleocene sediments after disappearence lasting the whole Maastrichtian stage. Evolutionary strategies, explaining this phenomen, like heterochrony, iteration (Lazarus-effect), migration and exceptional survival (Methusalem-effect), are discussed. The possibility of redeposition can be excluded.

ZUSAMMENFASSUNG

Zwei Unterarten der Ostrakodenspezies *Cythereis mesa* HONIGSTEIN, die in den Ablagerungen des oberen Santons bis Campans in Israel gefunden werden, fehlen im Maastricht, treten aber erneut im unteren Paläozän auf. In dieser Arbeit werden verschiedene Richtungen einer möglichen Evolution, wie Heterochronie, Wiederholung (Lazarus-Effekt), Migration und außerordentlich lange Lebensdauer (Methusalem-Effekt), diskutiert. Die Wiederablagerung in jüngeren Sedimenten kann ausgeschlossen werden.

ACKNOWLEDGEMENTS

Many thanks are due to the late Prof. K. WEIDICH, Institute of Paleontology and historical Geology, Munich University, for scientific discussions and encouraging us to publish the study in this volume. The authors want to thank R. SIMAN-TOV and Dr. S. MOSHKOVITZ for micropaleontological examination of some samples, and M. DVORACHEK and Y. LEVY, all from the Geological Survey of Israel, Jerusalem, for the SEM micrographs.

*) Dr. AVRAHAM HONIGSTEIN, Ministry of Energy and Infrastructure, Oil and Gas section, 234 Yafo St., Jerusalem 94387; Dr. FRANCIS HIRSCH, Dr. AMNON ROSENFELD, Geological Survey of Israel, 30 Malkhei Yisrael St., Jerusalem 95501; Dr. AKIVA FLEXER, Department of Geophysics and Planetary Sciences, Tel Aviv University, Tel Aviv 69978.

1. GEOLOGICAL AND PALEONTOLOGICAL BACKGROUND

Soft Senonian - Paleocene sediments are widespread over Israel. The Late Coniacian - Campanian succession consists mainly of homogenous chalks, overlain by massive brecciated cherts of Late Campanian age. Argillaceous chalks dominate Maastrichtian strata. Paleocene sediments consist mainly of marls and marly chalks (FLEXER 1968). Most of these strata contain rather rich macrofossil and microfossil assemblages.

The Coniacian - Campanian chalks correspond to shallow-water environments in an inner to mid-shelf region. The paleodepth curve for these deposits shows a gradual sea-level rise (FLEXER et al. 1986), followed by a significant lowering of the sea-level during the Late Campanian. A renewed sea-level rise occurred during the Maastrichtian. The strata were deposited in a series of basins in an outer-shelf to upper-slope environment, with dysaerobic conditions on the bottom of the sea. The environment of the Paleocene sediments is similar to that of the Maastrichtian, though somewhat shallower and with more normal marine conditions.

The Senonian ostracode faunas of Israel were first described by HONIGSTEIN (1984). Ostracodes are relatively common in Late Coniacian - Campanian sediments and allow a biozonation into five ostracode assemblage zones (S-1 to S-5). During Maastrichtian times, only few ostracodes occur (Biozone M). These biozones and their stratigraphic positions were correlated with zones and markers of other fossil groups (REISS et al. 1985; HONIGSTEIN et al. 1987).

The Senonian ostracode assemblages consist of more than 60 different species. Species of the subfamilyTrachyleberidinae (e. g. group *Cythereis*) and of the genera *Brachycythere* and *Protobuntonia* are dominant as well as smooth forms (e. g. *Cytherella*). All ostracode species are marine types and point to sedimentation in a moderate shelf environment.

After the prominent defaunation of ostracodes (in number of species as well as in population density) during the Maastrichtian in Israel, Paleocene strata contain again richer assemblages of about 20 different species. The marine Paleocene faunas are dominated by the genera *Ordoniya*, *Mauritsina* and smooth forms (e. g. *Krithe* and *Cytherella*). *Cristaeleberis reticulata* BASSIOUNI, 1971 and *Megommatocythere denticulata* (ESKER, 1968) (described by HONIGSTEIN 1984 as *Oertliella*? cf. *rasbaalbekensis*) are reported from Senonian strata and proceed into the Paleocene of Israel, as in neighbouring countries (e. g. BASSIOUNI 1971; BASSIOUNI and LUGER 1990). Two Late Santonian - Campanian subspecies of *Cythereis mesa* reoccur in Early Paleocene sediments after their disappearence lasting the whole Maastrichtian.

2. *CYTHEREIS MESA:* OCCURRENCES AND EVOLUTIONARY STRATEGIES

2.1 THE OCCURRENCE OF *CYTHEREIS MESA*

Cythereis mesa and its four subspecies were described from Senonian sediments by HONIGSTEIN (1984, see also HONIGSTEIN 1985). These forms are known hitherto only from Israel. *C. mesa* is a relatively large form, (0.8-1 mm length), which is characterized by a strong subcentral node, a distinct median ridge and a prominent posteroventral node. Its ventral view (Pl. 1, Fig. 5) is subtriangular and plain, because of the sharp edge of the elevated ventral ridge towards the contact margin. *C. mesa* probably does not belong definetely to the genus *Cythereis* or to any other known genus of the Trachyleberidinae. However, because of its typical external features for the Cytheracea, as well as its partly preserved internal elements, it is attributed here to *Cythereis*.

The subspecies of *C. mesa* differ by their ornamentation of the carapace and the position of the posterior end. *C. mesa centroleviata* with a smooth carapace and *C. mesa centroreticulata* with a reticulated carapace, both with a centrally pointed posterior end, occur in Late Coniacian - Late Santonian strata (Ostracode zones S-1 to S-3). The two subspecies with a

---

Plate 1

Fig. 1 *Cythereis mesa mesa* HONIGSTEIN. - Female carapace, left valve, Har Tuv-1, No. T-7364, Campanian.

Fig. 2 *Cythereis mesa mesa* HONIGSTEIN. - Male carapace, right valve, Shefaram-1, No. T-7361, Early Campanian.

Fig. 3 *Cythereis mesa ventroreticulata* HONIGSTEIN. - Female (?) carapace, left valve, Shefaram-1, No. T-7074, Late Santonian.

Fig. 4 *Cythereis mesa ventroreticulata* HONIGSTEIN. - Male carapace, right valve, Beer Sheva SH9, T-7177, Early Campanian.

Fig. 5 *Cythereis mesa ventroreticulata* HONIGSTEIN. - Male carapace, ventral view, Har Tuv-1, No. T-7364, Campanian.

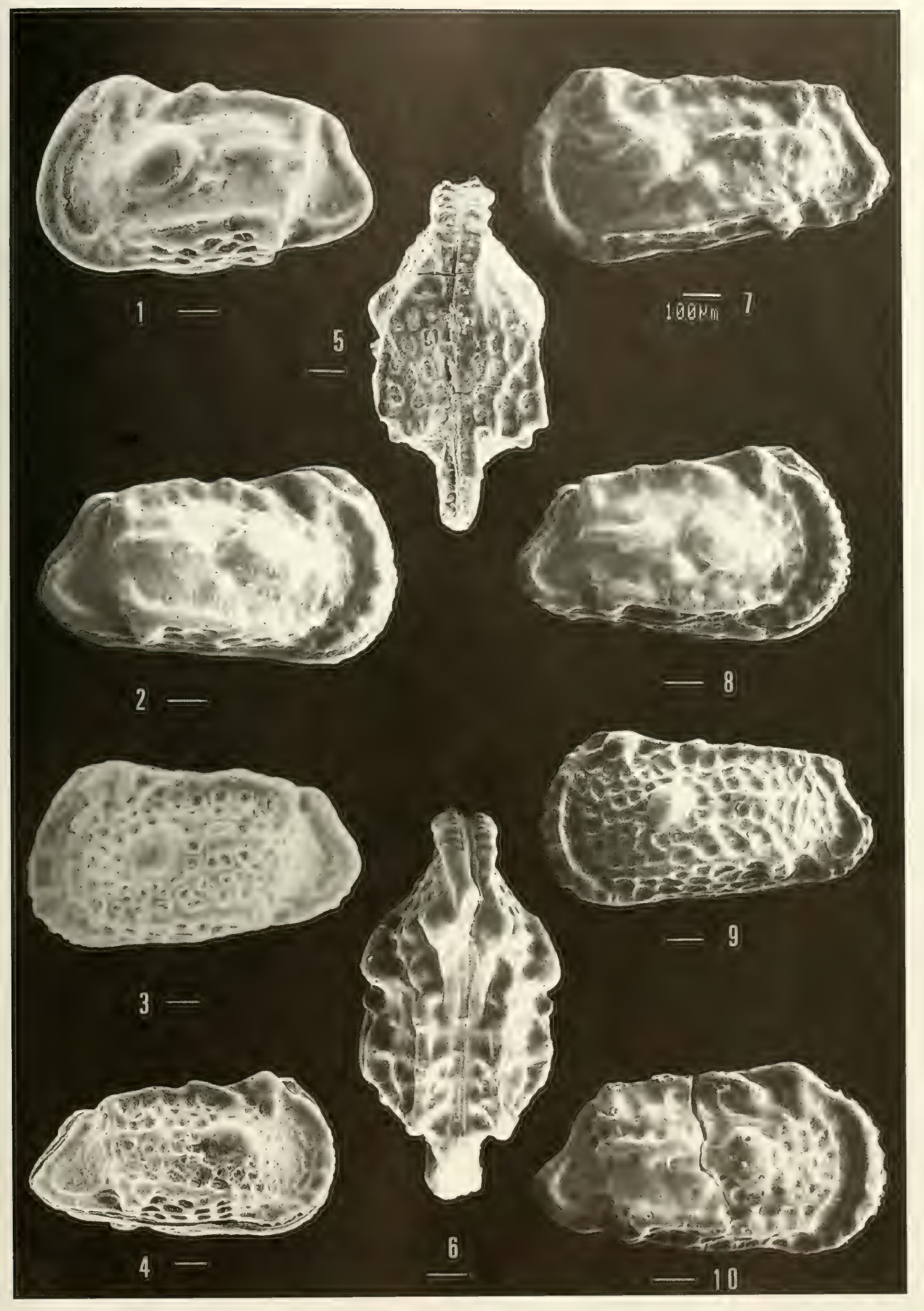
Fig. 6 *Cythereis mesa mesa* HONIGSTEIN. - Female carapace, dorsal view, Nahal Havarim, SB 320, Early Paleocene.

Fig. 7 *Cythereis mesa mesa* HONIGSTEIN. - Male carapace, left valve, Hor HaHar, HH 24, Early Paleocene.

Fig. 8 *Cythereis mesa mesa* HONIGSTEIN. - Female carapace, right valve, Hor HaHar, HH 22, Early Paleocene.

Fig. 9 *Cythereis mesa ventroreticulata* HONIGSTEIN. - Male carapace, left valve, Nahal Havarim, SB 304, Early Paleocene.

Fig. 10 *Cythereis mesa ventroreticulata* HONIGSTEIN. - Female right valve, Sde Boqer, AR 559, Early Paleocene.



HONIGSTEIN, A., HIRSCH, F., ROSENFELD, A. & FLEXER, A.: *Cythereis mesa* Plate 1

ventrally pointed posterior end, *C. mesa mesa* (smooth form; Pl. 1, Figs. 1-2) and *C. mesa ventroreticulata* (reticulated form; Pl. 1, Figs. 3-5), were described hitherto from Late Santonian - Campanian sediments (Zones S-3 to S-5; HONIGSTEIN et al. 1987). In Maastrichtian strata these ostracodes were not observed, even though they are relatively large and very distinctive.

In the type section of Paleocene strata in southern Israel and in two other nearby sections, sampled for the investigation of Early Cenozoic ostracodes, *C. mesa mesa* (Pl. 1, Figs. 6-8) and *C. mesa ventroreticulata* (Pl. 1, Figs. 9-10) reoccur in the lower part of the profiles, appearing several meters above the K/T boundary level and common in layers of the NP-3-NP-4 nannoplankton biozones (MOSHKOVITZ, GSI; pers. comm.). The Paleocene specimens of both subspecies of *C. mesa* are shown to be taxonomically identical with their Senonian counterparts (Pl. 1).

The possibility of redeposition of Late Cretaceous fossils in Paleocene sediments was taken in account, but can be excluded due to the good preservation of the ostracodes and the absence of coexisting Late Cretaceous foraminifera and calcareous nannoplankton in these samples (SIMAN-TOV and MOSHKOVITZ, GSI, pers. comm.). Therefore, the reappearence of the two subspecies of *C. mesa* after a 10 million years gap must be related to other factors.

2.2 DISCUSSION ON EVOLUTIVE STRATEGIES

The genetic mechanism, intended to warrant the survival of the original model throughout generations is only valid as long as viable living conditions remain relatively the same. Some species have a high adaptive tolerance, and thus a better possibility for long survival than very specialized taxa. The latter are more vulnerable to changing conditions, and their reaction is „perish or change".

Heterochrony

The concept of paedomorphosis was developed by GOULD (1977), using HAECKEL's old concept for evolutive strategies, among which progenesis and neoteny, mimic backward evolution. The retardation or on the other hand, the acceleration of reproductive maturation can be caused by environmental changes. The strategy of progenesis, the speeding up of sexual maturity, is used when conditions improve dramatically and the organism feel the urge to take advantage of such optimal conditions, to reproduce themselves as fast as possible. On the contrary, once all niches are fully packed and among other factors, nutrients became scarce, the response of the organisms is neoteny, the slowing down and saving of the ontogenic process by retardation. These strategies can be observed in Triassic conodonts, preceeding extinction, where the population changes match eustatic sea-level fluctuations (HIRSCH 1992).

Iteration

The fading away of a taxon does not automatically mean its extinction. Often, when conditions, similar to those before the disappearence of the species reoccur, restoration of that taxon takes place. This phenomen, called by JABLONSKI Lazarus-effect, may be related with heterochrony.

Migration

Migration of fossil species in space and time occurs often. Nerineids, common in Europe during the Bathonian, were driven away by the boreal spread during the Callovian to the gondwanean shores of the Tethys. There, they found an ecologic shelter, evolved further and recolonized the northern epicontinental seas of the Tethys during the middle Oxfordian (HIRSCH 1979). Ostracodes, e.g. *Simeonella brotzenorum* SOHN, which is reported from the Ladinian of the Sephardic province, migrated during the Carnian into the Alpine realm (GERRY et al. 1990).

Exceptional survival

Extremely slow evolution rates can be observed in nearly every fossil group from the brachiopod *Lingula* to the common cockroach. This long-range phenomen braves evolution like biblical old Methusalem. This may apply also to *Cristaeleberis reticulata* and *Megommatocythere denticulata*, which occur in Israel continuously from the Early Senonian till the Paleocene, crossing even the K/T boundary, which represents a barrier for many fossil groups.

2.3 THE CASE OF *CYTHEREIS MESA*

The two Late Santonian - Campanian subspecies of *C. mesa* reappear in similar quantities in Early Paleocene strata of Israel, after a gap of 10 million years. No redeposited fossils were found in these samples. Therefore, what evolutional effect can be invoked for the re-occurrence of identical forms after such a long time span?

The disappearence of *C. mesa* during the Maastrichtian may be due to oxygen deficiency near the sea bottom. After the re-establishment of better ecological conditions during the Paleocene, a repetition of the species seems possible. But, generally Cytheracean species evolved fast and both subspecies surprisingly reoccur in our material (Lazarus-effect). But, where was the shelter for the species to migrate into during the Maastrichtian? *C. mesa* represents a relatively large and ornamented ostracode species that can be hardly overlooked. Although, it was hitherto reported only from Israel and not from adjacent areas with similar Maastrichtian and Paleocene rock formations, as Jordan and Egypt (e.g. BASSIOUNI 1971, BASSIOUNI and LUGER 1990), it can not be excluded that in the future, *C. mesa* will be found in Middle Eastern Maastrichtian sediments and appear to be another example of the Methusalem-effect. For the time being, the question remains unsolved.

REFERENCES

BASSIOUNI, M. A. A. (1971): Ostracoda (Mauritsininae und Trachyleberidinae) und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie des Maastricht und des Alttertiär von Jordanien. - Beih. geol. Jb., **106**: 5-52; Hannover.

BASSIOUNI, M. A. & LUGER, P. (1990): Maastrichtian to Early Eocene Ostracoda from southern Egypt. Paleontology, Paleoecology, Paleobiography and Biostratigraphy. - Berliner geowiss. Abh. (A), **120** (2): 755-928; Berlin.

ESKER, G. L. (1968): Danian ostracodes from Tunisia. - Micropaleontology, **14** (3): 319-333; New York.

FLEXER, A. (1968): Stratigraphy and facies development of Mount Scopus Group (Senonian - Paleocene) in Israel and adjacent countries. - Isr. J. Earth Sci., **17**: 85-114; Jerusalem.

FLEXER, A., ROSENFELD, A., LIPSON-BENITAH, S. & HONIGSTEIN, A., 1986. Relative sea level changes during the Cretaceous in Israel. - AAPG Bull., **70** (11): 1685-1699; Tulsa.

GERRY, E., HONIGSTEIN, A., ROSENFELD, A., HIRSCH, F. & ESHET, Y. (1990): The Carnian salinity crisis: ostracods and palynomorphs as indicators of paleoenvironments. - In: WHATLEY, R. & MAYBURY, C. (eds.), Ostracoda and global events, 87-100; London (CHAPMAN & HALL).

GOULD, S. J. (1977): Ontogeny and Phylogeny. - 501 pp.; Cambridge, Mass. (Belknap Press of Harvard Univ. Press).

HIRSCH, F. (1979): Jurassic bivalves and gastropodes from northern Sinai and southern Israel. - Isr. J. Earth Sci., **28**: 128-163; Jerusalem.

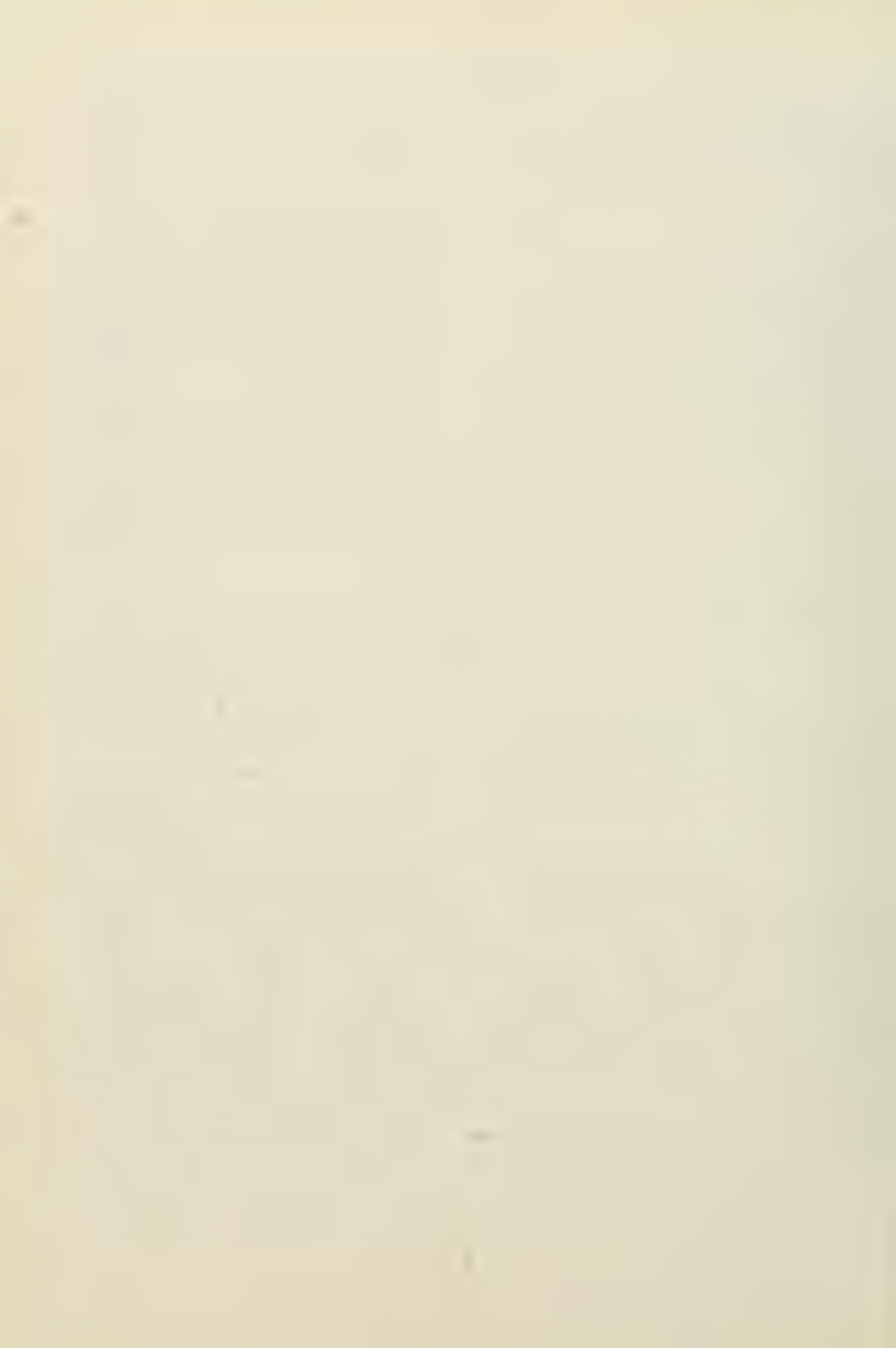
HIRSCH, F. (1992): Patterns of evolution before extinction of Triassic conodonts. - Paleont. Soc., Spec. Publ., **6**: 129; Knoxville, Te.

HONIGSTEIN, A. (1984): Senonian ostracodes from Israel. - Geol. Surv. Israel, Bull., **78**: 1-48; Jerusalem.

HONIGSTEIN, A. (1985): *Cythereis mesa mesa* (Ostracoda), a correct name for *Cythereis mesa ventroleviata* HONIGSTEIN, 1984. - Isr. J. Earth Sci., **34** (4): 240; Jerusalem.

HONIGSTEIN, A., ALMOGI-LABIN, A. & ROSENFELD, A. (1987): Combined ostracod and planktic foraminifera biozonation of the Late Coniacian - Early Maastrichtian in Israel. - J. Micropaleont., **6** (2): 41-60; London.

REISS, Z., ALMOGI-LABIN, A., HONIGSTEIN, A., LEWY, Z., LIPSON-BENITAH, S., MOSHKOVITZ, S. & ZAKS, Y. (1985): Late Cretaceous multiple stratigraphic framework of Israel. - Isr. J. Earth Sci., **34** (4): 147-166; Jerusalem.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	349–359	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Gleiche Ostracodenarten aus Oberkreide und Tertiär/Quartär

Von

EKKEHARD HERRIG*)

Mit 4 Abbildungen und 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Aus verkieselten Kalksteinen (Erratika) des Ober-Maastrichtium der Dänisch-Polnischen Furche/Ostsee werden 5 neue cytheride Ostrakoden-Arten von Gattungen beschrieben, die bisher erst ab Tertiär bekannt sind. Diese sowie drei bekannte Arten sind weitgehend gleichgestaltig mit quartären Mikroostrakoden flacher Schelfbereiche des westlichen Indopazifik. Auf Beziehungen zweier Oberkreidearten mit tertiären Mikroostrakoden aus dem Abyssal des Nordatlantik wird hingewiesen.

ABSTRACT

5 new ostracode species of the family Cytheridae (s. l.) from siliceous chalk (erratics), Upper Cretaceous (Upper Maastrichtian), from the Danish-Polish Furrow/Baltic Sea are described. They belong to genera hitherto only known from Tertiary and Quaternary deposits. These and further three known species are homogenous with Quaternary shallow water microostracods of the western Indopacific. Close morphological relations between two microostracode species from the Upper Cretaceous and those from Tertiary abyssal deposits in the Northern Atlantic are pointed out.

1. EINLEITUNG

Teilverkieselte Kalksteine der höheren Oberkreide (Ober-Maastrichtium) der Dänisch-Polnischen Furche/Ostsee, die in jungpleistozänen Tills des Nordostdeutschen Tieflands als Erratika weit verbreitet sind, liefern vorzüglich erhaltene Mikrofossilien, darunter Ostrakoden (HERRIG 1988 b, 1991, 1992). Auffallend artenreich vertreten sind Mikroostrakoden mit maximalen Klappenlängen bis 0,45 mm. Sie sind aus unverkieseltem Kreidekalkstein (Schreibkreide) zum größten Teil unbekannt und sollen in noch folgenden Publikationen vorgestellt werden. Eine der Ursachen für ihre bisherige Unkenntnis ist die seltene Erhaltung ihrer Schalen bedingt durch sehr frühdiagenetische partielle Infiltration des noch unkompaktierten Sediments mit Kieselsäure (HERRIG 1993).

In verkieselten Bereichen des Kreidekalksteins sind dünnschalige Mikroostrakoden ebenso wie die zahlreichen Larvenformen vor diagenetischen Einflüssen weitgehend bewahrt geblieben. Darüberhinaus schont die angewendete Gesteinsaufbereitungstechnik (Fluorwasserstoffsäure conc.) die Mikrofossilschalen mehr als bei mechanisch wirkenden Verfahren, die üblicherweise zur Isolierung von Mikrofossilien aus Kalk- und Kalkmergelsteinen angewendet werden (HERRIG 1988 a).

Unter den inzwischen zahlreich vorliegenden Ostrakoden zeigen besonders Mikroostrakoden überraschend auffallend Gleichheit in Klappen-Umriß und Skulpturausbildung mit Arten aus dem Känozoikum, insbesondere Quartär. Während bisher nur von zwei Oberkreide-Arten Vertreter in tertiären Sedimenten des abyssalen Nordatlantik nachgewiesen wurden (Taf. 1, Fig. 10, 11), häufen sich morphologische Übereinstimmungen, die auch Besonderheiten in der Mikrofeinskulptur

*) Prof. Dr. EKKEHARD HERRIG, Fachrichtung Geowissenschaften, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a, D-17489 Greifswald

betreffen können, zwischen jungkretazischen und tertiären bis quartären Mikroostrakoden flacher Schelfbereiche insbesondere des westlichen Indopazifik (vgl. *Microceratina aequabilis* HERRIG, 1991 mit *M. quadrata* SWANSON, 1980, Taf. 2, Fig. 1, 2, beide Arten besitzen eine porige Mikrofeinstruktur, und *Heinia praehowei* sp. n. / *H.* sp. aff. *H. howei* VAN DEN BOLD, 1985, Abb. 3, Taf. 2, Fig. 3-7, die im anterozentralen Klappen-Bereich eine eigentümliche Verdickung zwischen zwei Längsrippen haben). Auffällige morphologische Übereinstimmungen zeigen Vertreter der Familien Cytheridae (Unterfamilien Loxoconchinae, Cytherinae, Cytheromorphinae, Perissocytherideinae), der Microcytheridae und Bythocytheridae. Unter den bisher bekannten Arten betrifft dies:

Profundobythere quadrispina (BONNEMA, 1941) (= *Loxoconcha quadrispina* BONNEMA, 1941, Taf. 5, Fig. 108-113) (= *Pterygocythereis phylloptera* (BOSQUET, 1854) juv., in HERRIG 1966, Abb. 80 c, Taf. 30, Fig. 1; CLARKE 1983, Taf. 9, Fig. 6) mit *P. splendida* COLES & WHATLEY, 1989, Taf. 2/1-3 (Mittel-Eozän bis Ober-Miozän, Nordatlantik); vgl. Taf. 1, Fig. 10, 11;

Semicytherura hiltermanni HERRIG, 1991, Taf. 2/6, 7 mit *S. arteria* SWANSON, 1979, Fig. 7a (rezent, Neuseeland);

Microceratina aequabilis HERRIG, 1991, S. 105, Taf. 2/2-3 mit *M. quadrata* SWANSON, 1980, S. 205-206, Fig. 6-8, 15, 16, 27, 28 (rezent, Neuseeland); vgl. Taf. 2, Fig. 1, 2;

Pelecocythere? *sinecaudata* HERRIG, 1992, S. 41-42, Abb. 8, Taf. 3/9 mit „Genus uncertain, Species R" in MADDOCKS 1966, S. 67, Fig. 55 (rezent, Madagaskar);

Saida crassa HERRIG, 1968, Abb. 1, 4, 6, Taf. 1, Bild 1-4 mit *S. micropunctata* COLES & WHATLEY, 1989, Taf. 1, Fig. 1-4 (Ober-Eozän bis Ober-Oligozän, Nordatlantik).

Die Anzahl an gleichen Kreide-/Quartär-Ostrakoden-Arten wird um folgende neue Arten aus verkieselten Kalksteinen der höheren Oberkreide (Ober-Maastrichtium) der Dänisch-Polnischen Furche erweitert. Es besteht Übereinstimmung zwischen:

Jankeijcythere hagni sp. n. mit *J. koenigswaldi* (KEIJ, 1954); MCKENZIE 1988, Taf. 1 (Pliozän bis rezent, Indowestpazifik), vgl. Abb. 1, Taf. 1, Fig. 1-5;

Heinia praehowei sp. n., teils mit *H. dryppa* WHATLEY & COLES 1987, Taf. 4, Fig. 20-22 (= *Palmoconcha*? sp. 2 in WHATLEY & AYRESS 1988, Taf. 2, Fig. 10 a, b) (Oberes Pliozän und Quartär, Indopazifik, abyssal), teils mit *H. howei* VAN DEN BOLD, 1985, Fig. 6/1-3 und vor allem *H.* sp. aff. *H. howei* VAN DEN BOLD, 1985, nur Fig. 6/6 (Miozän bis Quartär, Karibik, mittlerer bis äußerer Kontinentalschelf); vgl. Abb. 3, Taf. 2, Fig. 3-7;

Cytheromorpha hermi sp. n. mit *C. acupunctata* (BRADY, 1880) (= *C. japonica* ISHIZAKI, 1968) in IKEYA & UEDA 1988, Taf. 1, Fig. a, b (rezent, Japan, Flachmeer);

Hanaicythere punctata sp. n. mit *H. nipponica* YAJIMA, 1987, Fig. 10-1, 12-1 a, b; 4 a, b) (Quartär, Central-Japan) vgl. Abb. 4; Taf. 2, Fig. 8-11.

Das Belegmaterial ist in der Typensammlung der Fachrichtung Geowissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald unter der Sammelbezeichnung FGWG 98 mit fortlaufender Numerierung aufbewahrt.

Verwendete Abkürzungen:

G	- Gehäuse	DR	- Dorsalrand
Kl	- Klappe(n)	VeR	- Ventralrand
RKl	- rechte Klappe(n)	av	- anteroventral
LKl	- linke Klappe(n)	pv	- posteroventral
VE	- Vorderende	ad	- anterodorsal
HE	- Hinterende	pd	- posterodorsal
VoR	- Vorderrand	L	- größte Länge
HR	- Hinterrand	H	- größte Höhe
		Br	- größte Breite

2. TAXONOMISCHER TEIL

Unterordnung Podocopina SARS, 1866
Überfamilie Cytheracea BAIRD, 1850
Familie Cytheridae BAIRD, 1850
Unterfamilie Perissocytherideinae VAN DEN BOLD, 1963
Gattung *Jankeijcythere* MCKENZIE, 1988

Jankeijcythere lobata sp. n.
Abb. 1; Taf. 1, Fig. 6-9

Derivatio nominis: von lobatus, -a, lat. = gelappt; nach den dorsoventralen Wülsten in den Schalen.

Holotypus: 1 ♀ LKl, FGWG 98/4/31387, L 0,41 mm, H 0,23 mm; Taf. 1, Fig. 6.

Locus typicus: Erratikum, verkieselter Kalkstein von Jasmund/Insel Rügen/Ostsee, Fahrnitzer Ufer.

Stratum typicum: Oberkreide, oberes Ober-Maastrichtium.

Paratypus: 1 ♂ RKl, FGWG 98/5/31387, L 0,42 mm, H 0,20 mm; Taf. 1, Fig. 7.

Material: etwa 15 Kl.

Maße: L 0,38-0,42 mm; H 0,18-0,23 mm.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Jankeijcythere*, bei der die Kl durch zwei Wülste vor der Medianfurche und zwei dahinter lobiert sind; Grobskulpturelemente gratartig, wenig prominent; in den Intercostalfeldern feine unregelmäßig angeordnete Rippen.

Beschreibung: Kl-Umriß in Lateralansicht rhomboidisch; DR und VeR gerade, schwach zum HE konvergent; VoR ad schwächer gerundet als av; HR über halber Höhe gleichmäßig dreieckig, stumpf zugespitzt; Winkel zwischen dorsalem und ventralem Abschnitt 80-95°; H im VE, Br im hinteren Kl-Teil.

Oberflächengestalt und Skulptur: Kl schwach gewölbt, entlang dem VoR und im kleinen, dreieckigen HE seitwärts komprimiert; quadrilobat durch zwei dorsoventrale Wülste im vorderen Kl-Teil vor der Medianfurche und durch eine mehr oder weniger deutliche dorsoventrale Einfurchung in der Mitte des hinteren Kl-Teils; mit dorsaler Grenzrippe, die am Wulst un-

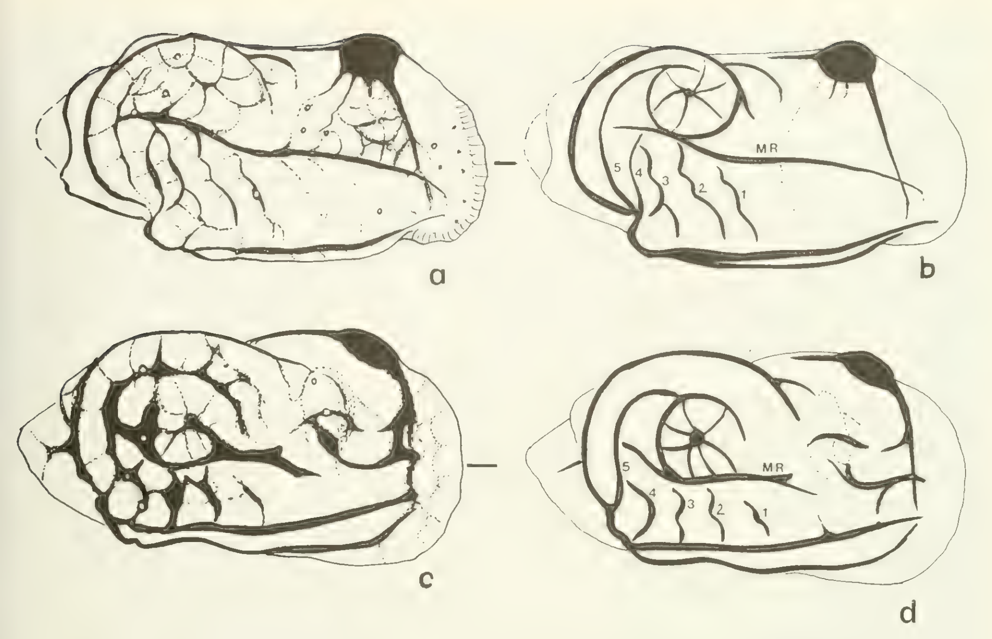


Abb. 1.: Homologisierung von prominenten Skulpturelementen vorwiegend in den hinteren Kl-Teilen bei *Jankeijcythere koenigswaldi* (KEIJ, 1954), RKl (L 0,75 mm etwa), Sahel Schelf/Australien, rezent, (a, b) mit *J. hagni* sp. n., RKl (L 0,42 mm); Erratikum, Zudar 1928/Insel Rügen, unteres Ober-Maastrichtium, (c, d). Stärkere Veränderungen an Skulpturelementen fanden im vorderen Kl-Teil statt.

mittelbar vor der Medianfurche entspringt, den DR bogenförmig überragt und vor dem seitwärts komprimierten HE halbkreisförmig ventralwärts umbiegt, eine ventrale Grenzrippe flankiert eine sich nach hinten verbreiternde Ventralfläche und überragt den VeR pv in einer Kante, biegt dorsalwärts um und geht in das abgebogene HE der dorsalen Grenzrippe über; Mittelrippe undulatorisch, in halber Kl-Höhe zwischen der dorsoventralen Rippe vor dem HE und einer schräg vom Augenknoten av-wärts ziehenden mehr oder weniger wulstartigen Rippe unter halber Kl-Höhe; in den Intercostalfeldern unregelmäßig angeordnete zarte Rippen. Flächenständige Porenkanäle regelmäßig in die Kl-Oberfläche verstreut.

Innere Randzone: im VE und HE breiter als am VeR, av und pv mit schmaler Vestibel; Randständige Porenkanäle einfach, gerade, nicht zahlreich, ventral dichter stehend als dorsal.

Schloßbau: antimerodont, wie für die Gattung charakteristisch, mit gerader, fein gekerbter Schloßfurche und länglichen, gröber gekerbten terminalen Zähnchen in der RKl; in der LKl entsprechende Schloßelemente.

Schließmuskelnarben: subzentral auf der vorderen Flanke des Wulstes der Kl-Innenseite, der der Medianfurche der Kl-Außenseite entspricht, als vier dicht in dorsoventraler Reihe liegende, etwa gleichgroße längliche Narben.

B e m e r k u n g e n u n d B e z i e h u n g e n : Durch *J. lobata* sp. n. und *J. hagni* sp. n. ist erstmals das Auftreten der Gattung in der höheren Oberkreide belegt. Neben der beschriebenen Form treten Varianten auf, die annähernd gleichgroß sind und sich durch wulstartige Ausbildung der Grob- und Feinskulpturelemente unterscheiden (Taf. 1, Fig. 9). Diese Art von Skulpturvariabilität bei Ostrakoden ist bekannt als Ausdruck der Reaktion auf Milieuveränderungen. Sie ist weder sexualdimorph, noch ontogenetisch oder erhaltungsbedingt.

J. lobata unterscheidet sich von *J. hagni* sp. n. aus verkieselten Kalksteinen älterer Schichten (unteres Ober-Maastrichtium) durch zartere und abweichend angeordnete Grobskulpturelemente sowie reduzierte bis fehlende Feinskulptur. Bei *J. hagni* ist die Mittelrippe im HE stark zum VeR konvex und vor der Medianfurche in Teilstücke aufgelöst; die Kl-Wölbung ist weniger deutlich lobiert.

Von *J. koenigswaldi* (KEIJ, 1954) (MCKENZIE 1988; Pliozän bis rezent) aus dem westlichen Indopazifik unterscheidet sich vorliegende Art durch ihre geringere Größe, stärkere Lobation, undulatorischen Lauf der Mittelrippe und die schwächere bis fehlende bzw. bei Skulpturvarianten wulstige Ausbildung der Rippen, außerdem durch das Vorhandensein von Vestibeln im av und pv Bereich der Inneren Randzone. *J. koenigswaldi*, NW-, W-Australien, Queensland (rezent), New South Wales (Pleistozän), ist eine charakteristische Flachwasserform subtropischer bis tropischer Zonen, häufig im oberen Eulittoral, euryhalin bis hypersalin, was in der morphologischen Variabilität der vorliegenden Form Ausdruck finden könnte.

V o r k o m m e n : In verkieselten Kalksteinen des oberen Ober-Maastrichtium (Oberkreide) der Dänisch-Polnischen Furche, die als Erratika in jungpleistozänen Tills im Norddeutschen Tiefland verbreitet sind.

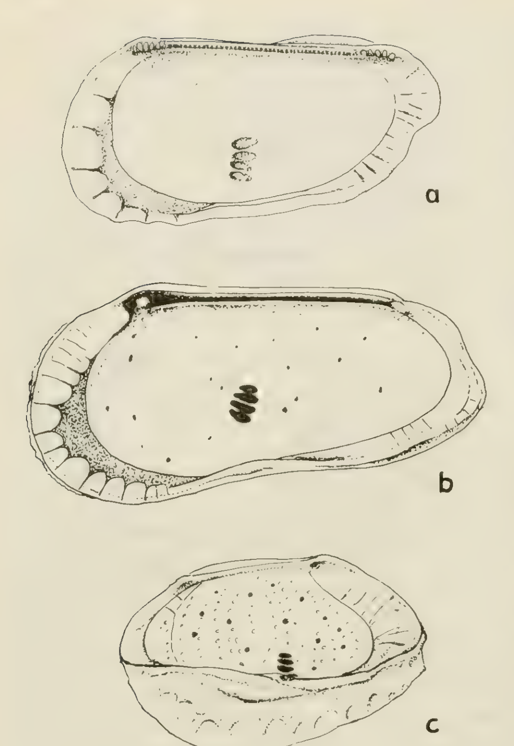


Abb. 2.: Innere Schalenmerkmale: Innenansichten von a - *Jankeijcythere hagni* sp. n., RKl (L 0,41 mm); Erratikum, Groß Kedingshagen bei Stralsund, oberes Ober-Maastrichtium; b - *Cytheromorpha hermi* sp. n., RKl (L 0,34 mm); Erratikum, Groß Kedingshagen bei Stralsund, oberes Ober-Maastrichtium; c - *Hanaicythere punctata* sp. n., LKl (L 0,34 mm), FGWG 98/19/3491, Erratikum, Dargelin, 2, bei Greifswald, unteres Ober-Maastrichtium.

Jankeijcythere hagni sp. n.
Abb. 1, 2 a; Taf. 1, Fig. 1-4

D e r i v a t i o n o m i n i s : Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. H. Hagn, Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie, München.

H o l o t y p u s : 1 ♀ RKl, FGWG 98/1/141290, L 0,42 mm, H 0,22 mm, Taf. 1, Fig. 2.

L o c u s t y p i c u s : Erratikum, verkieselter Kalkstein vom Zudar/Insel Rügen/Ostsee, Pr. 1928.

S t r a t u m t y p i c u m : Oberkreide, unteres Ober-Maastrichtium.

P a r a t y p u s : 1 ♀ LKl, FGWG 98/2/141290, L 0,42 mm, H 0,24 mm, Taf. 1, Fig. 1.

M a t e r i a l : ca. 12 Kl.

M a ß e : L 0,36-0,42 mm; H 0,18-0,24 mm.

D i a g n o s e : Eine *Jankeijcythere* mit kräftigen Skulpturelementen, von denen die Mittelrippe nur im hinteren Kl-Teil hinter der Medianfurche durchgehend und in Form von zwei zum VeR konvexen Bögen, im vorderen Kl-Teil getrennt als liegend S-förmiges Rippenstück ausgebildet ist.

B e s c h r e i b u n g : Kl-Umriß in Lateralansicht rhomboidisch; DR und VeR gerade, schwach zum HE konvergent; VoR unter halber Kl-Höhe stärker gerundet als darüber; HR über halber Kl-Höhe zugespitzt, wobei der dorsale und ventrale Abschnitt Winkel zwischen 75°-85° bilden; H und Br in der hinteren Kl-Hälfte.

Oberflächengestalt und Skulptur: Kl-Wölbung trilobat durch dorsoventrale Wülste, wobei den kräftigsten Wulst das hintere Kl-Teil bildet; zwei Wülste liegen vor der Medianfurche in Form von Rippen: zwischen DR und VeR sowie zwischen Augenknoten und ventralem Abschnitt des VoR; dorsale Grenzrippe im hinteren Kl-Teil, überragt den DR konvex und biegt vor dem kleinen, dreieckigen, seitwärts komprimierten HE halbkreisförmig zum VeR um; ventrale Grenz-

Tafel 1

Fig. 1-4 — *Jankeijcythere hagni* sp. n. - Fig. 1: LKl (L 0,42 mm), Lateralansicht, Paratypus, FGWG 98/2/141290; Erratikum, Zudar 1928/Insel Rügen, unteres Ober-Maastrichtium. Fig. 2: ♀ RKL (L 0,42 mm), Lateralansicht, Holotypus, FGWG 98/1/141290; Erratikum wie Fig. 1. Fig. 3: ♀ LKl (L 0,36 mm), Innenansicht, Skulpturvariante; Erratikum, Groß Kedingshagen bei Stralsund, oberes Ober-Maastrichtium. Fig. 4: ♀ RKL (L 0,36 mm), Lateralansicht, FGWG 98/3/5391; Erratikum, Nienhagen 1/90 bei Rostock, unteres Ober-Maastrichtium.

Fig. 5 — *Jankeijcythere koenigswaldi* (Keij, 1954), aus McKenzie 1988, Taf. 1, Fig. 17. - ♀ RKl (L etwa 0,75 mm), Sahel Schelf/Australien, rezent.

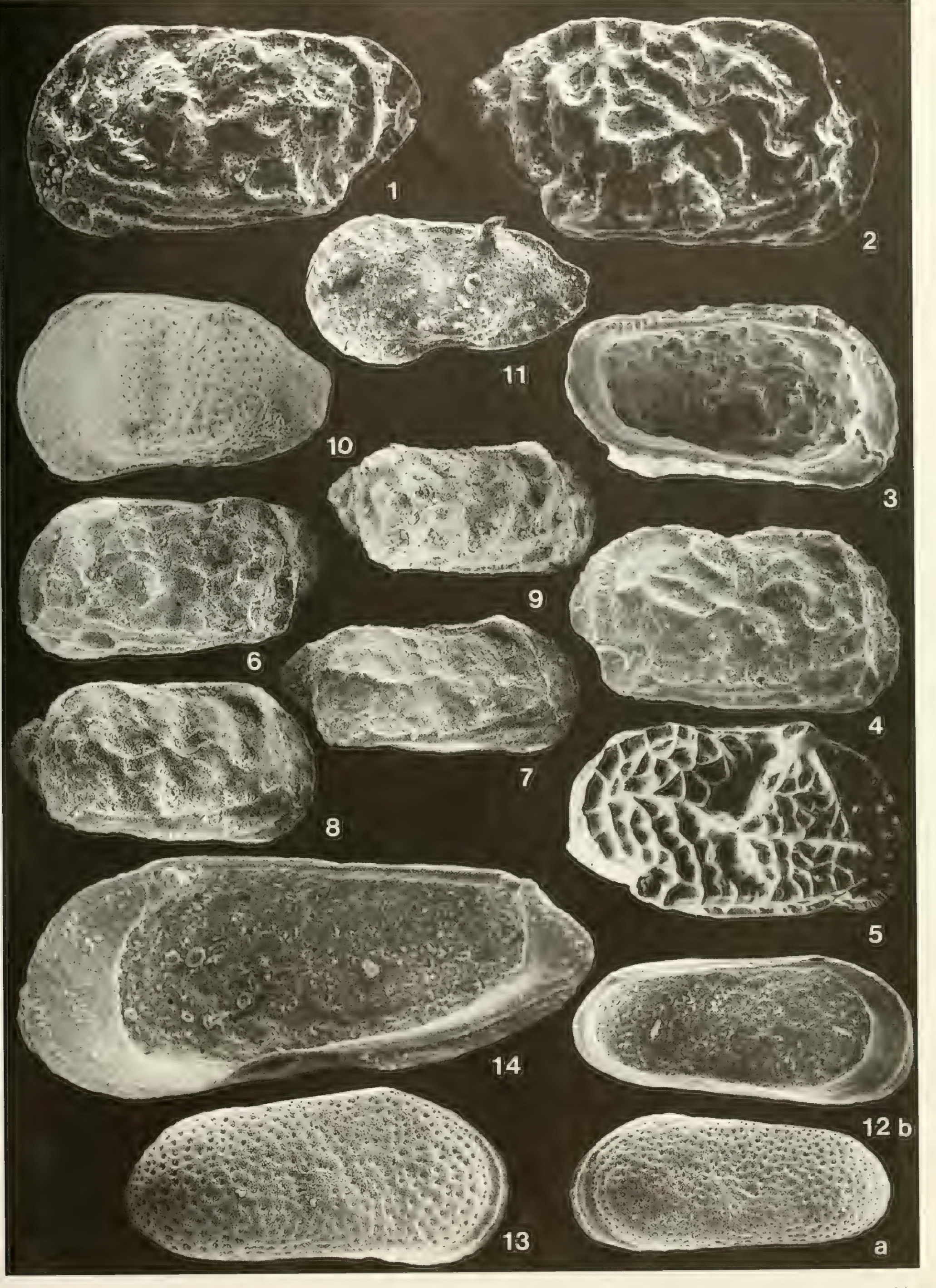
Fig. 6-9 — *Jankeijcythere lobata* sp. n. - Fig. 6: ♀ LKl (L 0,41 mm), Lateralansicht, Holotypus, FGWG 98/4/31387; Erratikum, Fahrnitzer Ufer, Jasmund/Insel Rügen, oberes Ober-Maastrichtium. Fig. 7: ♂ RKl (L 0,42 mm), Lateralansicht, Paratypus, FGWG 98/5/31387; Erratikum wie Fig. 6. Fig. 8: ♀ RKl (L 0,38 mm), Lateralansicht, FGWG 98/6/21388; Erratikum, Vierow 7, bei Greifswald, oberes Ober-Maastrichtium. Fig. 9: ♀ RKl (L 0,35 mm), kräftig skulpturierte Variante, Lateralansicht, FGWG 98/7/31387; Erratikum wie Fig. 6.

Fig. 10 — *Profundobythere splendida* Coles & Whatley, 1989, Fig. 1. - ♀ LKl (L 0,43 mm), Lateralansicht, Paratypus, DSDP Site 549, Hole 549 A, Goban Spur, Nord Atlantik, Oligozän.

Fig. 11 — *Profundobythere quadrispina* (Bonnema, 1941) - LKl (L 0,40 mm), Lateralansicht, FGWG 98/8/13192; Schreibkreidekalk, Insel Rügen, nördlich Königsstuhl, oberes Unter-Maastrichtium.

Fig. 12-13 — *Cytheromorpha hermi* sp. n. - Fig. 12: LKl (L 0,45 mm), Holotypus, FGWG 98/9/213388; Erratikum, Groß Kedingshagen bei Stralsund, oberes Ober-Maastrichtium, a - Lateralansicht, b - Innenansicht. Fig. 13: RKl (L 0,42 mm), Lateralansicht, Paratypus, FGWG 98/10/21388; Erratikum wie Fig. 12.

Fig. 14 — *Heinia praehowei* sp. n. - RKl (L 0,36 mm), Innenansicht mit Innerer Randzone, Schloßbau und Muskelnarben, FGWG 98/11/21388; Erratikum wie Fig. 12.


1
2
11
10
3
9
6
4
7
8
5
14
12 b
13
a

rippe schwach konvex bis gerade, überragt den hinteren Teil des VeR als stumpfe Kante und begrenzt lateral eine nach hinten verbreiterte Ventralfläche; Mittelrippe im hinteren Kl-Teil zwei zum VeR konvexe Bögen, im vorderen Kl-Teil als liegend S-förmiges Rippenstück über halber Kl-Höhe; Augenknoten länglich, mit einer gratartigen Rippe bis zur Mitte des DR und einer Rippe zum ventralen Ende des VoR; Intercostalfelder berippt.

Flächenständige Porenkanäle großlumig, zahlreich und gleichmäßig über die Kl verstreut.

Innere Randzone: im VE und HE breit, av und pv mit schmalen Vestibeln; Randständige Porenkanäle spärlich, einfach, gerade, vor allem in den ventralen Abschnitten am VoR und HR.

Schloßbau: antimerodont, mit gerader, feingrubiger Furche zwischen länglichen terminalen Zähnchen mit 5-6 Einzelzähnchen in der RKl bzw. Grübchen in der LKl.

Schließmuskelnarben: vier längliche, subzentral dicht übereinanderliegende Narben an der vorderen Flanke des dorsoventralen Wulstes, der der Medianfurche in der Kl-Oberfläche entspricht.

Bemerkungen und Beziehungen: Aus Proben gleichen Alters liegen neben der beschriebenen Form Kl vor, die sich durch wenig bis fehlende Skulpturen in den Intercostalfeldern sowie durch mehr gestreckten Lauf der Mittelrippe und der Grenzrippen unterscheiden (Taf. 1, Fig. 4). Sie werden als ökologisch bedingte Modifikanten der typischen Art angesehen. Männliche Kl unterscheiden sich von weiblichen durch stärker geblähtes hinteres Kl-Teil und größere Länge bei schlankerem Kl-Umriß.

Enge morphologische Beziehungen bestehen zu *J. koenigswaldi* (Keij, 1954). Diese unterscheidet sich von vorliegender Form durch regelmäßiger angeordnete Skulpturelemente, speziell im abweichenden Lauf der Mittelrippe, durch Vorhandensein von schmalen Vestibeln der Inneren Randzone im Kl-VE und -HE sowie durch größere Abmessungen (Abb. 2 a; Taf. 1, Fig. 2-5).

Vorkommen: Verkieselter Kalkstein des unteren Ober-Maastrichtium (Oberkreide) der Dänisch-Polnischen Furche/Ostsee als Erratika aus jungpleistozänen Tills im Norddeutschen Tiefland.

Unterfamilie Cytheromorphinae Mandelstam, 1960
Gattung *Cytheromorpha* Hirschmann, 1909

Cytheromorpha hermi sp. n.
Abb. 2 b; Taf. 1, Fig. 12-13

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. D. Herm, Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie München.

Holotypus: 1 LKl, FGWG 98/9/21388, L 0,45 mm, H 0,21 mm; Taf. 1, Fig. 1.

Locus typicus: Verkieselter Kalkstein, Erratikum von Groß Kedingshagen bei Stralsund.

Stratum typicum: Oberkreide, Ober-Maastrichtium.

Paratypus: 1 RKl, FGWG 98/10/21388, L 0,42 mm, H 0,22 mm, Taf. 1, Fig. 2.

Material: 10 Kl.

Maße: L 0,37-0,45 mm; H 0,16-0,22 mm.

Diagnose: Eine kleinwüchsige und schlanke Art der Gattung *Cytheromorpha*, bei der die Kl-Oberfläche dicht mit porenähnlichen Grübchen durchsetzt ist, die entlang dem VoR, VeR und HR zu einigen Reihen geordnet sind; am VoR breite Außenleiste, dahinter ein schmaler Randwulst; Schließmuskelansatz subzentral als flacher, glatter Höcker auf der Kl-Außenseite.

Beschreibung: Kl-Umriß in Lateralansicht gestreckt trapezförmig; DR und VeR gerade, in halber Länge schwach konkav; VoR etwa halbkreisförmig, dorsal schwächer gerundet als ventral, bildet mit dem DR einen stumpfen Kardinalwinkel, der größer ist als der hintere; HR unter halber Höhe stärker gerundet als darüber; H im vorderen Kardinalwinkel, Br im hinteren Kl-Teil.

Oberflächengestalt und Skulptur: Wölbung flach, steil zu den Kl-Rändern abfallend, durch flache Medianfurche vor halber Kl-Länge zweigeteilt in schwächer gewölbtes vorderes und stärker gewölbtes hinteres Kl-Teil; entlang dem VoR bei beiden Kl eine breite Außenleiste, dahinter ein schmaler Randwulst; Kl-Oberfläche mit Ausnahme des Randwulstes dicht mit feinen Grübchen durchsetzt, die entlang dem VoR, VeR und HR undeutlich zu drei bis sechs Reihen geordnet sind; subzentral ein flacher, rundlicher, skulpturloser „Schließ-

Tafel 2

Fig. 1 *Microceratina quadrata* Swanson, 1980; Stewart Island/Neuseeland, rezent; a - LKl (L 0,47 mm) Lateralansicht, Holotypus, Swanson 1980, Fig. 15; b - Detail des vorderen Kl-Teils, Swanson 1980, Fig. 28.

Fig. 2 *Microceratina aequabilis* Herrig, 1991 - LKl (L 0,44 mm), Lateralansicht, Holotypus, SGWG 88/26/14188; Erratikum, Fahrnitzer Ufer, Jasmund/Insel Rügen, oberes Ober-Maastrichtium.

Fig. 3-6 *Heinia praehowei* sp. n. - Fig. 3: LKl (L 0,35 mm), Lateralansicht, Holotypus, FGWG 98/12/2588; Erratikum, Groß Kedingshagen bei Stralsund, oberes Ober-Maastrichtium. Fig. 4: LKl (L 0,34 mm), Lateralansicht; Erratikum, Fahrnitzer Ufer, Jasmund/Insel Rügen. Fig. 5: RKl (L 0,36 mm), Lateralansicht, FGWG 98/15/24687; Erratikum wie Fig. 4. Fig. 6: juvenile RKl (L 0,30 mm), Lateralansicht, FGWG 98/16/24687, Erratikum wie 4.

Fig. 7 *Heinia* sp. aff. *H. howei* van den Bold, 1985, Taf. 6/6. - (L etwa 0,25 mm), Lateralansicht, Dominikanische Republik, Pliozän.

Fig. 8 *Hanaicythere nipponica* Yajima, 1987, Fig. 12/1 a. - LKl (L 0,48 mm), Atsumi-Halbinsel, Zentral-Japan, Takumatsu Tonna Bed, Atsumi Group, Pleistozän.

Fig. 9-11 *Hanaicythere punctata* sp. n. - Fig. 9: LKl (L 0,34 mm), Holotypus, FGWG 98/17/141290; Erratikum, Vierow östlich Greifswald, Probe V 5/3b, oberes Ober-Maastrichtium; a - Lateralansicht, b - Innenansicht. Fig. 10: RKl (L 0,34 mm), Lateralansicht, Paratypus, FGWG 98/18/2959/1 b; Erratikum wie Fig 9. Fig. 11: LKl (L 0,34 mm), Lateralansicht (Stereopaar), FGWG 98/19/3491; Erratikum, Dargelin 2 bei Greifswald, unteres Ober-Maastrichtium.


1a
1b
2
5
3
6
4
7
8
10
9a
9b
11a
11b

muskelhöcker" und ein wenig davor eine annähernd gleichgroße, von etwa 10 Grübchen umrahmte kreisförmige Fläche mit einem Grübchen im Zentrum.

Flächenständige Porenkanäle spärlich und gleichmäßig über die Kl-Oberfläche verstreut.

Innere Randzone: im VE breit mit schmaler Vestibel, im HE und entlang dem VeR schmal; mit wenigen geraden, einfachen Randständigen Porenkanälen.

Schloßbau: undeutlich, in der LKl eine gerade, glatte Schloßleiste mit länglichen terminalen Gruben, von denen die hintere Grube in der Mitte eine zahnartige Erhöhung besitzt entsprechend dem *Cytheromorpha*-Schloß, während das terminale vordere Element undeutlicher als Grube/Zahn/Grube ausgebildet ist (Abb. 2 b, Taf. 1, Fig. 12 b).

Schließmuskelnarben: wenig unter dem Kl-Zentrum vier längliche, in dorsoventraler Reihung dicht übereinanderliegende Narben, von denen die dorsale am kleinsten ist (Abb. 2 b, Taf. 1, Fig. 12 b), auf der Kl-Oberfläche bisweilen in Form von vier länglichen Schließmuskelkörperchen sichtbar. Eine große V-förmige antennale Narbe vor dem Schließmuskelfeld ist bisweilen erhalten.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Zuweisung der vorliegenden Form zur Gattung *Cytheromorpha*, die bisher erst seit Oligozän bis zur Gegenwart bekannt ist, basiert sowohl auf Übereinstimmung von äußeren als auch inneren Schalenmerkmalen. *C. hermi* sp. n. ist nahezu homöomorph mit der rezenten *C. acupunctata* (BRADY, 1880) (= *C. japonica* ISHIZAKI, 1968) insbesondere mit der feinskulpturierten morphologischen Variante „F-Type" in IKEYA & UEDA 1988, Taf. 1, Fig. a, b, Japan (rezent). Geringfügige Abweichungen von dieser bestehen im Kl-Umriß in Lateralansicht durch den weiter hinten liegenden vorderen Kardinalwinkel; die weniger deutliche Medianfurche sowie die etwas kräftigere vordere Randrippe bei der vorliegenden Form. Große Ähnlichkeit besteht mit *Cytheromorpha scobina* POAG, 1972, Taf. 5, Fig. 7-8, aus dem Oligozän von Alabama und Mississippi (USA) im Kl-Umriß in Lateralansicht, Vorhandensein der breiten Außenleiste am VoR und den vorderen Randwulst wie in der Größe und Lage des vorderen Kardinalwinkels. Bei *C. scobina* POAG ist die Innere Randzone breiter.

Vorkommen: Verkieselte Kalksteine, Erratika des Ober-Maastrichtium (Oberkreide) der Dänisch-Polnischen Furche/Ostsee, verbreitet als Erratika in jungpleistozänen Tills im Norddeutschen Tiefland.

Gattung *Heinia* VAN DEN BOLD, 1985

Heinia praehowei sp. n.

Abb. 3; Taf. 1, Fig. 14; Taf. 2, Fig. 3-6

Derivatio nominis: von prae-, lat. vor- und howei, der Typusart *Heinia howei*, wegen der weitgehenden Ähnlichkeit.

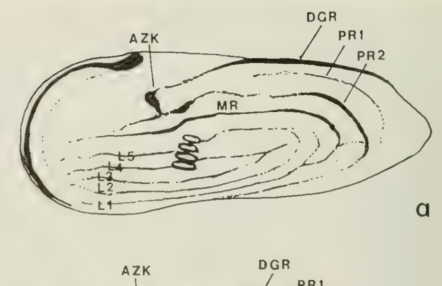
Holotypus: 1 LKl, FGWG 98/12/2588, L 0,35 mm, H 0,15 mm, Taf. 2, Fig. 3.

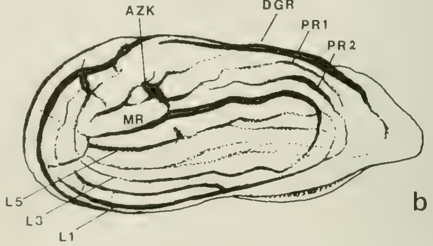
Locus typicus: Verkieselter Kalkstein, Erratikum von Groß Kedingshagen bei Stralsund.

Stratum typicum: Oberkreide, Ober-Maastrichtium.

Paratypen: 1 RKl, FGWG 98/13, L 0,34 mm, H 0,16 mm 1 LKl, FGWG 98/14, L 0,34 mm, H 0,16 mm.

Material: etwa 15 Kl.





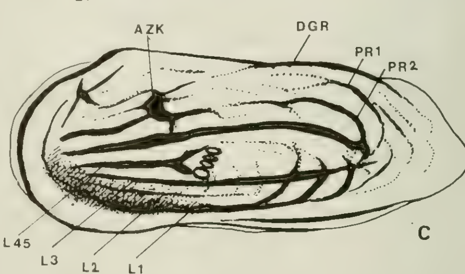


Abb. 3.: Homologisierung von prominenten Skulpturelementen (Rippen) von RKl bei *Heinia praehowei* sp. n., (L 0,35 mm) (c), *H.* sp. aff. *H. howei* VAN DEN BOLD, 1985 (b) und *H. howei* VAN DEN BOLD, 1985 (a), ohne Berücksichtigung der Feinskulptur. Die Tendenz von Skulpturreduktion - ausgehend von der jungkretazischen *H. praehowei* sp. n. über *H.* sp. aff. *H. howei* (Pliozän) zur subrezenten *H. howei* - ist deutlich.

DGR - „dorsale Grenzrippe"; AZK - knotenartige Verdickung zwischen Rippen ad vom Kl-Zentrum; MR - Mittelrippe; PR - posterodorsale Rippen; L - Längsrippen.

Maße: L 0,34-0,36 mm; H 0,15-0,16 mm.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Heinia* mit mehreren prominenten, nach hinten divergierenden Längsrippen im vorderen Kl-Teil, von denen die mittlere und zwei bis drei ventrale Rippen bis ins hintere Kl-Teil reichen, welches vorwiegend retikuliert und mit einigen pv-wärts geneigten kurzen Rippen im dorsalen Bereich besetzt ist.

Beschreibung: Kl-Umriß in Lateralansicht trapezförmig bis dreieckig mit deutlichen stumpfen Kardinalwinkeln; DR gerade, VeR in halber Länge konkav, davor und dahinter konvex; VoR wenig schief gerundet, unter halber Kl-Höhe etwas stärker als darüber; HR im dorsalen Abschnitt gerade, im ventralen Teil gerade bis schwach konkav, nahe dem VeR abgerundet zugespitzt; H im vorderen Kardinalwinkel; Br im hinteren Kl-Teil.

Oberflächengestalt und Skulptur: Schalen mäßig gewölbt, entlang dem VoR und HR seitwärts komprimiert; Median-

furche ein wenig vor halber Kl-Länge, flach; hinterer Kl-Bereich stärker gewölbt als vorderer; im vorderen Kl-Teil etwa 5 nach hinten divergierende Rippen, von denen die mittlere und zwei bis drei ventrale Rippen bis ins hintere Kl-Teil reichen, mittlere Rippe dort zum DR konvex, begleitet von zwei kurzen pv-wärts gerichteten Rippen; dorsale Grenzrippe undeutlich, überragt den DR schwach konvex. Die ventrale Hälfte des hinteren Kl-Teils ist retikuliert; ventrale Grenzrippe wenig vorspringend; alle Längsrippen mit kurzen Querverbindungen. Auffällig sind vier kleine, ovale Rippen entsprechend den Schließmuskelnarben positioniert und orientiert.

Flächenständige Porenkanäle zahlreich, gleichmäßig über die Kl verstreut.

Innere Randzone: im VE und HE breit, am VeR schmal, Vestibeln av breit, pv schmal; Randständige Porenkanäle zahlreich, besonders im VE, einfach, gerade.

Schloßbau: gongylodont, in der RKl ein knotenartiger vorderer Zahn, davor und dahinter jeweils eine Grube; mittleres Schloßelement eine gerade, glatte Schloßfurche, begrenzt von einem zweigipfeligen Zahn; in der LKl die entsprechenden Schloßelemente (Taf. 1, Fig. 14).

Schließmuskelnarben: ventrozentral vier längliche, zur Kl-Längsachse parallele Eintiefungen.

B e m e r k u n g e n u n d B e z i e h u n g e n : Mit der vorliegenden Form ist der erste Nachweis der Gattung *Heinia* VAN DEN BOLD, 1985 in der höheren Oberkreide erbracht. Die Gattung *Heinia* war bisher vom Miozän bis Quartär bekannt. Weitgehende morphologische Ähnlichkeiten bestehen außer im Kl-Umriß vorwiegend in Besonderheiten der Oberflächen-Feinskulptur, wie in den kleinen ovalen, die Schließmuskelansätze auf der Kl-Innenseite abzeichnenden Rippchen sowie in kleinen Unregelmäßigkeiten in der Stärke und im Verlauf einzelner Rippen mit *H. dryppa* WHATLEY & COLES, 1987, Taf. 4, Fig. 20-22 (= *Palmoconcha*? sp.2 in WHATLEY & AYRESS 1988, Taf. 2, Fig. 10 a, b, aus dem Ober-Pliozän und Quartär des Indopazifik. Vorliegende Form unterscheidet sich vor allem durch mehr gestreckten Kl-Umriß und geringere Kl-Länge von diesen.

H. howei VAN DEN BOLD, 1985, Fig. 6/1-3, aus dem Quartär der Karibik stimmt weitgehend im Kl-Umriß in Lateralansicht, in der Anordnung der Feinskulpturelemente und in der Kl-Größe überein. Sie unterscheidet sich von vorliegender Form durch zartere Ausbildung der Feinskulptur und das Vorhandensein von grubiger Mikrofeinskulptur. Das gleiche betrifft *H.* sp. aff. *H. howei* VAN DEN BOLD, 1985, Fig. 6/6, non 6/8, bei der im Gegensatz zu *H. howei* die Mikrofeinskulptur weniger Grübchen hat (Abb. 3). *Heinia indentata* (POAG, 1972) (= *Cytheromorpha indentata* POAG, Taf. 5, Fig. 5, 6) aus dem Oligozän von Alabama und Mississippi (USA) ist im Kl-Umriß und in der allgemeinen Oberflächenskulpturierung mit der vorliegenden Form weitgehend identisch, weniger in Details: Die Rippen sind zarter und gratartiger als bei vorliegender Form.

V o r k o m m e n : Verkieselte Kalksteine des Ober-Maastrichtium (Oberkreide) der Dänisch-Polnischen Furche/Ostsee; Erratika in jungpleistozänen Tills des Norddeutschen Tieflandes.

Familie Microcytheridae KLIE, 1938
Gattung *Hanaicythere* YAJIMA, 1987

Hanaicythere punctata sp. n.
Abb. 2 c; Taf. 2, Fig. 9-11

D e r i v a t i o n o m i n i s : von punctatus, - a, lat. = punktiert, nach der Oberflächenskulptur.

H o l o t y p u s : 1 LKl, FGWG 98/17/141290, L 0,34 mm, H 0,16 mm, Br 0,15 mm, Taf. 2, Fig. 9 a, b.

L o c u s t y p i c u s : Erratikum, verkieselter Kalkstein von Vierow östlich Greifswald, Probe 5/3 b.

S t r a t u m t y p i c u m : Oberkreide, Ober-Maastrichtium.

P a r a t y p u s : 1 RKl, FGWG 98/18/29591 b, L 0,34 mm, H 0,16 mm, Taf. 2, Fig. 10.

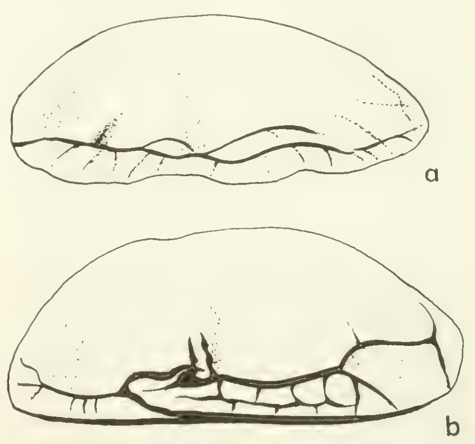


Abb. 4: Umriß- und Rippenschemata bei *Hanaicythere nipponica* YAJIMA, 1987, Pleistozän (a) und *H. punctata* sp. n., (b), Ober-Maastrichtium.

M a t e r i a l : ca. 10 Kl.

M a ß e : L 0,32-0,36 mm; H 0,14-0,16 mm.

D i a g n o s e : Eine Art der Gattung *Hanaicythere*, deren Kl-Oberfläche bis auf einen schmalen Streifen am VoR von feinen Grübchen durchsetzt ist, die an Größe von dorsal nach ventral zunehmen und in halber Kl-Höhe am größten sind; nahe und parallel der ventrolateralen Kante der flügelartig verbreiterten Lateralfläche eine gratartige Längsrippe, die im hinteren Kl-Teil gegabelt ist und von der kurze Querrippen dorsal- und ventralwärts ausgehen.

B e s c h r e i b u n g : Umriß in Lateralansicht trapezförmig bis nahezu halbkreisförmig, in Dorsalansicht ähnlich einem Kreissegment; DR vor halber Kl-Länge schwach konkav, im hinteren Kl-Teil konvex; VeR gerade, wird überragt von einer schwach konvexen, nur in halber Länge schwach konkaven ventrolateralen Kl-Verbreiterung; VoR schief gerundet, in Verlängerung des VeR stark, darüber schwach konvex; HR ähnlich wie VoR nur ventral breiter gerundet; H im vorderen Kardinalwinkel; Br hinter halber Kl-Länge.

Oberflächengestalt und Skulptur: Lateralfläche nahe dem VeR flügelartig verbreitert mit scharfer, leicht gewellter lateraler Kante; VE und HE in schmalen Streifen entlang dem VoR bzw. HR seitwärts komprimiert; wenig vor halber Kl-Länge eine flache Medianfurche; nahe und parallel zur ventrolateralen Kante eine gratartige Längsrippe, die im hinteren Kl-Teil zur ventrolateralen Kante umbiegt und dort in Verlängerung ein weiteres Längsrippenstück ansetzt, das im Kl-HE in einen dorsal und einen ventral gerichteten Ast ausläuft. Der Längsrippe ist im vorderen Kl-Teil ein dorsal gelegenes kurzes Rippenstück parallel. Von diesem und der Längsrippe reichen kurze Querrippen zur ventrolateralen Kante und dorsalwärts bis etwa in halbe Kl-Höhe. Kl-Oberfläche mit Ausnahme von schmalen Streifen entlang dem VoR und HR fein- und dichtpunktiert. Die Durchmesser der Grübchen werden vom DR zur ventrolateralen Kante hin größer.

Flächenständige Porenkanäle zahlreich und gleichmäßig über die Kl verstreut.

Innere Randzone: entlang dem VoR und HR breit, am VeR schmaler als dort; Innenrand und Verwachsungslinie fallen überall zusammen; Randständige Porenkanäle spärlich, einfach, gerade (Abb. 2 c).

Schloßbau: undeutlich lophodont, wie bei der Typusart mit gerader Schloßleiste in der LKl, begrenzt von terminalen Grübchen.

Schließmuskelnarben: az vier längliche Narben in dorsoventraler Richtung senkrecht zum VeR.

Bemerkungen und Beziehungen: *Hanaicythere punctata* sp. n. ist die erste Art dieser Gattung aus der höheren Oberkreide. Die einzige bisher bekannte Art *Hanaicythere nipponica* YAJIMA, 1987 stammt aus pleistozänen siltigen Sedimenten von Zentral-Japan. Vorliegende Art unterscheidet sich von *H. nipponica* YAJIMA, 1987, Fig. 10-1, 12-1 a, b, 4 a, b, durch grubige Feinskulptur und in der Anordnung der ventrolateralen Längsrippe sowie Querrippen (Abb. 4; Taf. 2, Fig. 8, 9, 11). Bei der vorliegenden Art ist die Linie des DR vor halber Kl-Länge leicht konkav und nicht konvex.

Vorkommen: Verkieselte Kalksteine des Ober-Maastrichtium (Oberkreide) der Dänisch-Polnischen Furche/Ostsee, verbreitet als Erratika in jungpleistozänen Tills des Norddeutschen Tieflandes.

3. ZUSAMMENFASSUNG

Es werden 5 neue Mikroostrakoden-Arten der Cytheridae (s. l.) aus dem Ober-Maastrichtium (Oberkreide) der Dänisch-Polnischen Furche/Ostsee beschrieben. Sie stammen aus unkompaktierten, teilverkieselten Kalksteinen, die in jungpleistozänen Tills als Erratika im Norddeutschen Tiefland weit verbreitet sind. Die neuen Arten gehören den Gattungen *Jankeijcythere* McKENZIE, 1988, *Cytheromorpha* HIRSCHMANN, 1909, *Heinia* VAN DEN BOLD, 1985 und *Hanaicythere* YAJIMA, 1987 an, die bisher nur aus tertiären und quartären Sedimenten bekannt sind.

Jene sowie drei bekannte Mikroostrakoden-Arten zeigen enge morphologische, teilweise bis in mikrofeinskulpturelle Details reichende Beziehungen zu quartären Arten flacher Schelfbereiche des westlichen Indopazifik. Zwei bekannte Oberkreide-Mikroostrakoden sind gleichgestaltig mit tertiären Arten aus dem Abyssal des Nordatlantik.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

BOLD, W. A. VAN DEN (1985): *Heinia*, a new genus of Ostracoda from the Gulf of Mexico and the Caribbean. - J. Paleont., **59** (1): 1-7, 7 Abb.; Tulsa.

BONNEMA, J. H. (1941): Ostracoden aus der Kreide des Untergrundes der nordöstlichen Niederlande. - Natuurhist. Maandbl., **30**: 21-24, Taf. 5; Maastricht.

CLARKE, B. (1983): Die Cytheracea (Ostracoda) im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor (Coniac bis Maastricht; Norddeutschland). - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **54**: 65-168, 17 Abb., 3 Tab., Taf. 1-15; Hamburg.

COLES, G. & WHATLEY, R. (1989): New Paleocene to Miocene genera and species of Ostracoda from DSDP Sites in the North Atlantic.- Rev. Esp. Micropaleont., **21** (1): 81-124, Taf. 1-7; Madrid.

HERRIG, E. (1966): Ostracoden aus der Weißen Schreibkreide (Unter-Maastricht) der Insel Rügen.- Paläont. Abh. A, **II** (4): 693-1024, 144 Abb., 48 Tab., 45 Taf.; Berlin.

HERRIG, E. (1968): Die Gattung *Saida* HORNIBROOK (Crustacea, Ostracoda) in der Oberkreide. - Geologie, **17** (8): 964-980, 7 Abb., 1 Taf.; Berlin.

HERRIG, E. (1988a): Morphologische Veränderungen an calcitischen Mikrofossilschalen, speziell Ostrakoden, bei mechanischer Gesteinsaufbereitung. - Z. geol. Wiss., **16** (5): 447-459, 1 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Berlin.

HERRIG, E. (1988 b): Neue Ostrakoden aus Geschieben. Punciide Ostrakoden aus der höheren Oberkreide der Mittleren Ostsee. - Geschiebekunde aktuell, **4** (2): 33-37, 8 Abb.; Hamburg.

HERRIG, E. (1991): Neue Ostrakoden aus verkieselten Kalksteinen der höheren Oberkreide (Ober-Maastricht) der Dänisch-Polnischen Furche/Ostsee, II. - Geol. Jb., **A 128**: 99-115, 2 Abb., 2 Taf.; Hannover.

HERRIG, E. (1992): Neue Ostrakoden aus verkieselten Kalksteinen der höheren Oberkreide (Ober-Maastricht) der Dänisch-Polnischen Furche/Ostsee, I. - Z. geol. Wiss., **20** (1/2): 27-49, 8 Abb., 4 Taf.; Berlin.

HERRIG, E. (1993): On preservation of ostracod shells especially in siliceous chalk of the Danish-Polish Furrow (Baltic Sea). - Facies, **28**: 77-86, 1 Abb., Taf. 20-23; Erlangen.

IKEYA, N. & UEDA, R. (1988): Morphological variations of *Cytheromorpha acupunctata* (BRADY) in Continuous Populations at Hamana-Ko Bay, Japan. - In: HANAI, T. et al. (eds.), Evolutionary biology of ostracoda, its fundamentals and applications. - Developments Palaeont. Stratigr., **11**: 319-340, 9 Abb., 3 Taf.; Amsterdam (Elsevier).

ISHIZAKI, K. (1968): Ostracods from Uranouchi Bay, Kochi Prefecture, Japan. - Tohoku Univ., Sci. Rept., ser. 2 (Geol.), **40** (1): 1 bis 45, 17 Abb., Taf. 1-9; Sendai.

KEIJ, A. J. (1954): Some Recent Ostracoda of Manila (Philippines). - Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Ser. B, **57** (3): 351-363; Amsterdam.

MADDOCKS, R. (1966): Distribution patterns of living and subfossil podocopid ostracodes in the Nosy Bé area, northern Madagascar. - Univ. Kansas Paleont. Contr., **12**: 1-72, 63 Abb.; Lawrence.

McKENZIE, K. G. (1988): A Recent Dutch Microorganism (A. J. KEIJ) with the Description of *Jankeijcythere* New Genus (Crustacea, Ostracoda). - In: HANAI, T. et al. (eds.), Evolutionary biology of ostracoda, its fundamentals and applications. - Developments Palaeont. Stratigr., **11**: 29-37, 1 Taf.; Amsterdam (Elsevier).

POAG, C. W. (1972): New ostracode species from the Chickasawhay (Oligocene) of Alabama and Mississippi. - Rev. Esp. Micropaleont., **4** (1): 65-96, 1 Abb., Taf. 1-6; Madrid.

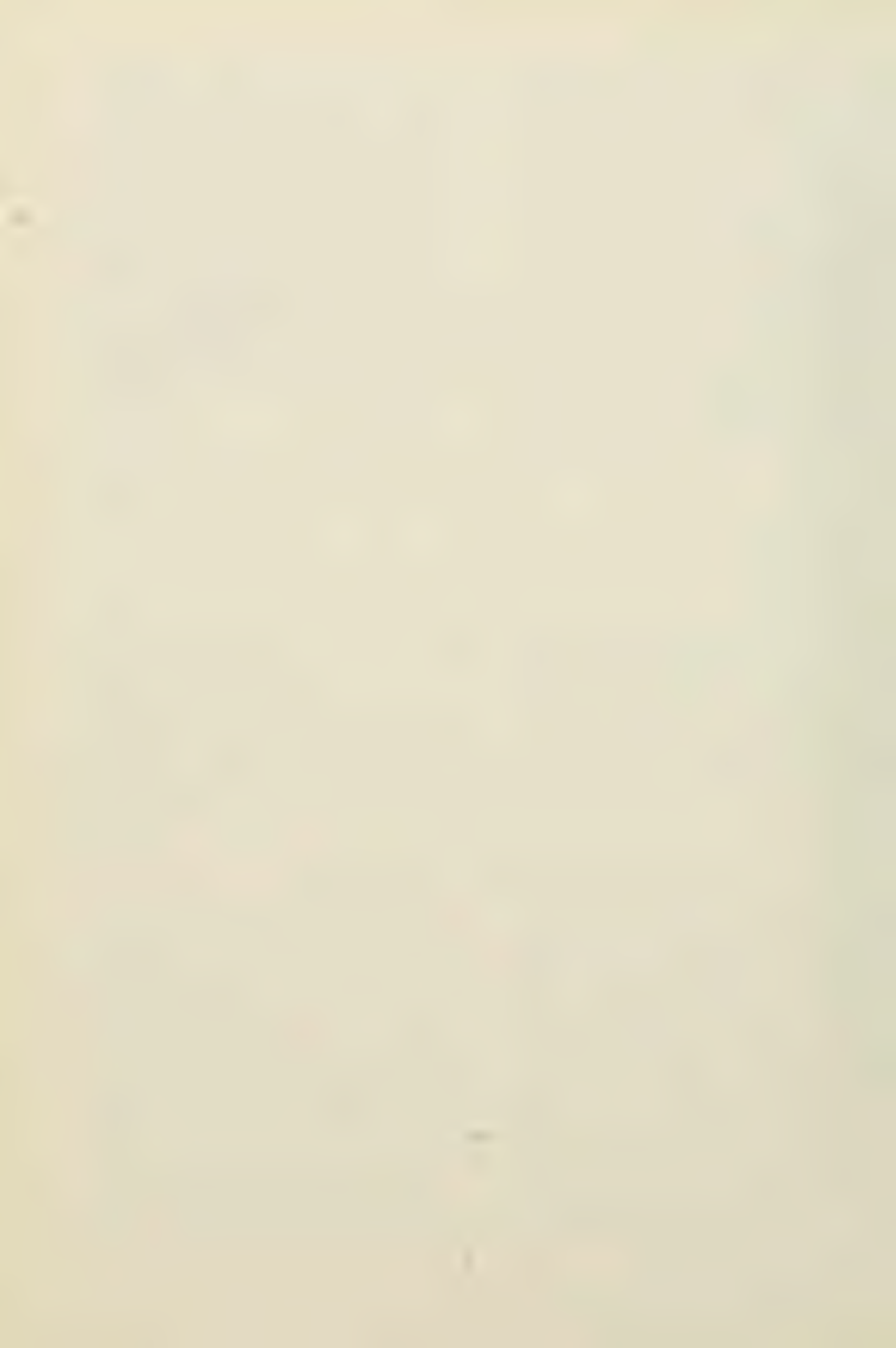
SWANSON, K. M. (1979): Recent Ostracoda from Port Pegasus, Stewart Islands, New Zealand. - New Zealand J. Marine & Freshwater Res., **13** (1): 151-170, 8 Taf.; Wellington.

SWANSON, K. M. (1980): Five new species of Ostracoda from Port Pegasus, Stewart Island. - New Zealand J. Marine & Freshwater Res., **14** (2): 205-211, 29 Abb.; Wellington.

WHATLEY, R. C. & AYRESS, M. (1988): Pandemic and Endemic Distribution Patterns in Quaternary Deep-Sea Ostracoda. - In: HANAI, T. et al. (eds.), Evolutionary biology of ostracoda, its fundamentals and applications. - Developments in Palaeont. Stratigr., **11**: 739-755, 4 Abb., 2 Taf.; Amsterdam (Elsevier).

WHATLEY, R. C. & COLES, G. (1987): The Late Miocene to Quaternary Ostracoda of LEG 94, Deep Sea Drilling Project. - Rev. Esp. Micropaleont., **19** (1): 33-97, 6 Taf.; Madrid.

YAJIMA, M. (1987): Pleistocene Ostracods from the Atsumi Peninsula, Central Japan. - Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S., **146**: 49-76, 12 Abb.; Tokyo.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	361–368	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Zwei neue Bryozoen-Genera (Cyclostomata) aus dem westfälischen Cenoman

Von

ERHARD VOIGT*)

Mit 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Zwei neue Genera cyclostomer Bryozoen aus dem Cenoman von Mülheim-Broich/Ruhr und Essen, *Hemiseptopora* n. gen. und *Lunariopsis* n. gen. werden beschrieben und diskutiert. *Hemiseptopora roemeri* (LEVINSEN) und *Hemiseptopora dentifera* n. gen. n. sp. erinnern äußerlich an *Meliceritites* ROEMER, 1840, besitzen jedoch weder das trompetenartig erweiterte Vestibulum noch die dünnröhrige Endozone und haben typische Hemisepten im Vestibulum. *Lunariopsis dentifera* n. gen. n. sp. ist durch Lunarium-artige Strukturen und Maculae charakterisiert, die bei postpaläozoischen Bryozoen bisher unbekannt sind. Gonozoide (Ovicellen) wurden bei beiden Genera bisher nicht beobachtet, und ihre Familienzugehörigkeit bleibt unsicher.

ABSTRACT

Two new cyclostome bryozoan genera from the Cenomanian of Mülheim-Broich/Ruhr and Essen (Westphalia), *Hemiseptopora* n. gen. and *Lunariopsis* n. gen. are described and discussed. *Hemiseptopora roemeri* (LEVINSEN, 1912) and *Hemiseptopora dentifera* n. gen. n. sp. reminding of *Meliceritites* ROEMER, 1840, show neither the trumpet-shaped expanded vestibulum (living chamber) nor the typical endozone with its thin tubules, but possess hemisepta in each vestibulum. *Lunariopsis cava* n. gen. n. sp. is characterized by lunarium-like structures and maculae not as yet observed in postpalaeozoic bryozoans. Gonozoids (ovicells) are unknown in both genera. Family assignation unknown.

1. EINLEITUNG

Für die Kenntnis der untercenomanen Bryozoenfauna sind zwei Fundstellen in Westfalen von besonderer Bedeutung: Essen und Mülheim-Broich (Ruhr). Aus der Fauna des unter- bis mittelcenomanen Essener Grünsandes hat bereits GOLDFUSS (1826) die häufigsten Arten beschrieben. Weitere Beiträge lieferten ROEMER (1840) und SIMONOWITSCH (1871). Seitdem vergingen mehr als hundert Jahre, bis die ersten Veröffentlichungen über die sehr viel reichere und meist besser erhaltene Mülheimer Fauna erschienen (VOIGT 1974, 1989; FLOR 1975), in denen sämtlich neue Cyclostomata-Genera und -Arten beschrieben sind. Die Liste der zahlreichen neuen Taxa, besonders auch der noch unbeschriebenen Cheilostomata ist damit noch längst nicht erschöpft. Weitere Beiträge sind in Vorbereitung.

Betreffs Alter und Lagerung der heute ausgebeuteten und unter Naturschutz stehenden Fundstelle im RAUENschen Steinbruch am Kassenberg in Mülheim-Broich sei auf die Arbeiten von HANCOCK, KENNEDY & KLAUMANN (1973) und WIEDMANN & SCHNEIDER (1979) verwiesen.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Studiendirektor i. R. H. KLAUMANN (Mülheim/Ruhr), der mir sein gesamtes Bryozoen-Material aus Mülheim überlassen und sich an der Ausbeutung der Fundstelle beteiligt hat; Frau Dipl.-Geol. U. STOTTROP

*) Prof. Dr. ERHARD VOIGT, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Hamburg, Bundesstr. 55, D-20146 Hamburg

(Ruhrland-Museum Essen) für die Ausleihung von Material aus dem Essener Grünsand; den Herren Dr. K. Eiserhardt und Dr. D. Keyser (Hamburg) für die Anfertigung der REM-Aufnahmen sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft in Bonn-Bad Godesberg für die finanzielle Unterstützung.

2. SYSTEMATISCHER TEIL

2.1 *HEMISEPTOPORA* N. GEN.

Derivatio nominis: Kombination von Hemiseptum und Pora (griechisch).

Typ-Spezies: *Entalophora roemeri* Levinsen, 1912; Cenoman, Essen.

Diagnose: Zoarium erekt-zylindrisch („vinculariform"). Zooecien lang röhrenförmig, prismatisch, distal allmählich an Dicke zunehmend; äußerer Umriß der Frontalwand länglich-hexagonal. Apertura abgerundet-dreieckig bis rundlich-queroval, z. T. mit deutlichem Peristom. Von der von Pseudoporen durchbohrten Frontalwand verdeckt befindet sich proximal von der Apertura ein horizontales konkaves Hemiseptum, das an seinem Außenrand fein gezähnelt ist oder in eine scharfe Spitze auslaufen kann. Es ragt von der inneren Vertikalwand aus in das Vestibulum und ist äußerlich erst nach Zerstörung der Frontalwand sichtbar. Gonozoid (Ovicelle) nicht bekannt.

Bemerkungen: Im Gegensatz zu den serienweise in ein und demselben Zooecium auftretenden Hemiphragmen sind die Hemisepten auf den vorderen distalen Abschnitt des Zooeciums (Vestibulum, living chamber) beschränkt, wo sie an der dorsalen Vertikalwand als horizontale oder aufwärts gebogene Plättchen in das Zooecienlumen hineinragen. Sie sind nur im Dünnschliff oder nach Abrasion der Frontalwand an schlecht erhaltenen Exemplaren zu beobachten (Taf. 1, Fig. 4-5, 7-8). Bis vor kurzem waren Hemisepten nur bei paläozoischen Bryozoen (Gryptostomata) bekannt. Hinds (1973: 302, Taf. 1, Fig. 5) fand bei einer vorläufig als *Filisparsa* bestimmten cyclostomen Art aus dem Eozän der U. S. A. an der Vertikalwand der Zooecien Hemisepten, und Harmelin (1976: 62, Taf. 16) beschrieb Hemisepten erstmals von der rezenten *Diaperoecia indistincta* Canu & Bassler aus dem Mittelmeer. Aus der Kreide ist bislang anscheinend kein Fall bekannt geworden. Die beiden neuen Arten aus dem westfälischen Cenoman verdienen daher besonderes Interesse. Wenn auch nach dem heutigen Stand unserer Kenntnis das Auftreten von Hemisepten allein nicht zur Aufstellung eines neuen Genus berechtigt, so weist dennoch der bei den beiden folgenden Arten gemeinsame zoariale Bauplan und die dreieckige Apertura auf die Sonderstellung der beiden *Hemiseptopora*-Arten hin, die in kein anderes Cyclostomata-Genus integriert werden können.

2.1.1 Revision der Typ-Spezies *Entalophora roemeri* Levinsen, 1912

Taf. 1, Fig. 1-8; Taf. 2, Fig. 9

1912 *Entalophora roemeri* n. sp. - Levinsen: 29, Taf. 7, Fig. 25-26

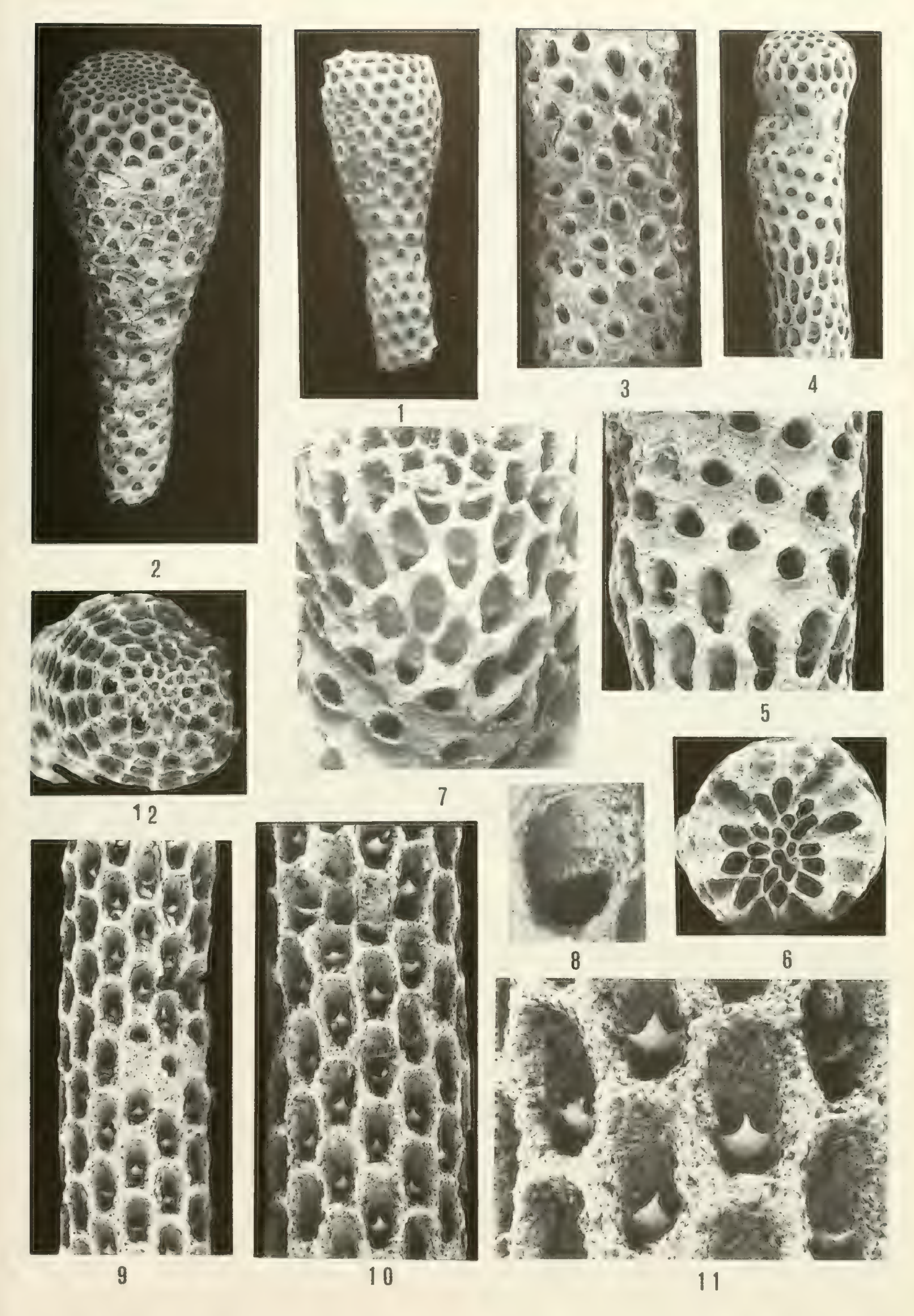
1922 *Entalophora* (*Nematifera* ?) *roemeri*. - Canu & Bassler: 20, Taf. 13, Fig. 11-13

Das Zoarium erhebt sich von einer inkrustierenden Basis und bildet relativ kurze zylindrische, oft gebogene Stämmchen (von ca. 40 Exemplaren ist keines verzweigt und die Hälfte mehr oder weniger stark gekrümmt). Bei vielen Exemplaren nimmt das distale Ende der 1-1,5 mm breiten, selten 2 mm starken Exemplare allmählich bis zum Distalende an Dicke zu, wobei sie jedoch keine keulenförmige Gestalt annehmen. Je nach Alter und Erhaltungszustand zeigt die Stockoberfläche ein verschiedenes Aussehen. Die anfangs deutlich von zarten Furchen umgrenzten Zooecien erscheinen später von hohen Wänden umgeben wie auf Levinsens Abbildung, oder die

Tafel 1

Fig. 1-8	*Hemiseptopora roemeri* (Levinsen). - Cenoman, Essener Grünsand.
Fig. 1	Am Distalende verbreitertes Exemplar Nr. 10798. Coll. Ruhrland-Museum Essen, Inv.-Nr. RE 551 763 31 A 1944; x 10,5.
Fig. 2	Dasselbe Exemplar in Schrägansicht mit deutlich dreieckigen Peristomen; x 18.
Fig. 3	Exemplar Nr. 13257 mit z. T. mehr rundlichen Peristomen. Coll. Ruhrland-Museum Essen, Inv.-Nr. RE 551 763 31 A 1945; x 18.
Fig. 4	Exemplar, in dessen unterem Drittel die Hemisepten unter der zerstörten Frontalwand sichtbar sind. Nr. 11954; x 12.
Fig. 5	Ausschnitt desselben Exemplars vergrößert, den Vorderrand der Hemisepten im proximalen Abschnitt des Vestibulums zeigend; x 35.
Fig. 6	Querbruch (Proximalende) desselben Exemplars; x 30.
Fig. 7	Schräger Einblick in das Vestibulum einiger ihrer Frontalwand beraubter Zooecien, in deren oberen Teil die Hemisepten mit ihrem gezähnelten Vorderrand sichtbar sind. Nr. 13257; Coll. Ruhrland-Museum Essen, Inv.-Nr. RE 551 763 31 A 1945; x 40.
Fig. 8	Ein Zooecium, stark vergrößert, die Zähnelung des Hemiseptums zeigend. Nr. 13259; x 105.
Fig. 9-12	*Hemiseptopora dentifera* n. gen. n. sp. Holotypus Nr. 11514. Untercenoman (*carcitanensis*-Zone). Mülheim-Broich/Ruhr.
Fig. 9	Stark abgeriebenes Exemplar, in der Mitte einige Zooecien mit erhaltener Frontalwand; x 39.
Fig. 10	Dasselbe Exemplar von der Seite. Frontalwände sämtlich zerstört, so daß überall das Zähnchen des Hemiseptums erscheint; x 53.
Fig. 11	Ausschnitt aus Fig. 10; x 132.
Fig. 12	Querschnitt desselben Exemplares; x 35.

Die Nummern beziehen sich auf den Photokatalog der Coll. Voigt im Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Hamburg (mit Ausnahme der Nummern 10798 und 13257 aus dem Ruhrlandmuseum in Essen).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Zooeciengrenzen verschwinden ganz. Dies ist dann der Fall, wenn die ursprünglich nur schwach umrandeten, dreieckigen, etwa die Hälfte der Zooecienlänge einnehmenden Aperturae dicke ring- bis röhrenförmige, z. T. querovale Peristome entwickeln, welche den dreieckigen Umriß fast ganz vermissen lassen. Derartige Exemplare (Taf. 1, Fig. 3) erinnern an die Genera *Pustulopora* BLAINVILLE, 1834 oder *Entalophora* (sensu auctorum), dem die Art auch von LEVINSEN und CANU & BASSLER zugeordnet worden war. *Entalophora* LAMOUROUX, 1821 hat jedoch einen zentralen Achsial-Kanal und keine Hemisepten. Inwieweit die dreieckige Mündung auf eine Beziehung zu *Meliceritites* ROEMER, 1840 hinweisen könnte, bleibt ohne Kenntnis der Ovicellen unklar; doch spricht der allmähliche Übergang der Endozone mit ihren relativ dünnen Zooecienröhren in die Exozone (Taf. 1, Fig. 1 und 6) gegen eine verwandtschaftliche Beziehung, zumal auch das Distalende der Zooecien (living chamber) nicht wie bei *Meliceritites* trompetenartig erweitert ist. Mit der bilamellären *Nematifera* CANU & BASSLER, 1922 aus dem Valanginium ist die vorliegende Art nicht vergleichbar.

Die kleinen Hemisepten kommen erst nach Abrasion der Frontalwand zum Vorschein und sind selbst dann viel schwerer zu erkennen als bei *Hemiseptopora dentifera* n. gen. n. sp. (Taf. 1, Fig. 9-12). Es sind kleine, an der Innenwand (vertical wall) des Zooeciums sitzende konkave, fein gezähnelte Täfelchen, die auf den Distalteil der Zooecien beschränkt sind. Sie erscheinen hier im Querprofil als horizontale schmale Leisten (Taf. 1, Fig. 4, 5, 7, 8). Bei günstiger Beleuchtung kann man sie auch im Inneren der Zooecien als helle Plättchen erkennen (Taf. 1, Fig. 5, 7, 8). Sie sind nicht mit den an zerstörten Frontalwänden von *Meliceritites gracilis* (GOLDFUSS) gelegentlich als Querleisten erhalten gebliebenen stabileren proximalen Peristomrändern zu verwechseln. Distal aufwärts gerichtete Zähnchen wie bei *Hemiseptopora dentifera* n. gen. n. sp. fehlen hier.

Maße:

Länge der Frontalwand:	0,45-0.55 mm
Breite der Frontalwand:	0,25-0,30 mm
Breite der Apertura:	0,15-0,22 mm
Breite des Peristoms:	0.20-0,24 mm

Vorkommen: Cenoman, Essener Grünsand, Essen (Westfalen)

Bemerkungen: Im Sammlungsmaterial aus dem Essener Grünsand findet sich diese Art gewöhnlich unter Exemplaren von *Meliceritites gracilis* (GOLDFUSS, 1826), mit denen sie wegen ihrer ähnlichen Wuchsform und der dreieckigen Aperturae leicht verwechselt wird. LEVINSEN hat als erster die artliche Verschiedenheit bemerkt und auf einem einzigen Exemplar seine *Entalophora roemeri* begründet, aber nur einen kleinen Bereich der Stockoberfläche neben einem Querschnitt abgebildet. Seine Meinung, daß ROEMERs Abbildung von *Meliceritites gracilis* (GOLDFUSS) (ROEMER 1840: Taf. 5, Fig. 13) sich auf diese Art bezieht, trifft gewiß nicht zu, da die Abbildung von ROEMER eine typische *Meliceritites*-Art darstellt. CANU & BASSLER hat ebenfalls nur 1 Exemplar vorgelegen, auf dem sie ein Eleocellarium (= Analogon zu den Avicularien der Cheilostomata und charakteristisch für die Familie Eleidae D'ORBIGNY (= Meliceritidae PERGENS, 1890) zu erkennen glaubten. An den über 40 untersuchten, meist dem Ruhrland-Museum in Essen gehörenden Exemplaren wurde jedoch nirgends ein Eleocellarium beobachtet. Auch zeigt keines dieser Stücke auf dem Querschnitt das typische achsiale Bündel der im Zentrum sehr dünnen Zooecienröhren. Bei dem vermeintlichen Eleocellarium handelt es sich zweifellos um ein deformiertes längliches Autozooecium mit ausgebrochener Frontalwand. Derartige von der normalen Norm abweichende Zooecien kommen in dem Essener Material häufiger vor (z. B. Taf. 1, Fig. 5).

2.1.2 *Hemiseptopora dentifera* n. gen. n. sp.
Taf. 1, Fig. 9-12

Derivatio nominis: dentiferus (lat.) zahntragend

Holotypus: Taf. 1, Fig. 9-12; Coll. VOIGT Nr. 11514.

Locus typicus: Mülheim-Broich, RAUENscher Steinbruch (Westfalen).

Stratum typicum: Unteres Cenoman, *carcitanansis*-Zone.

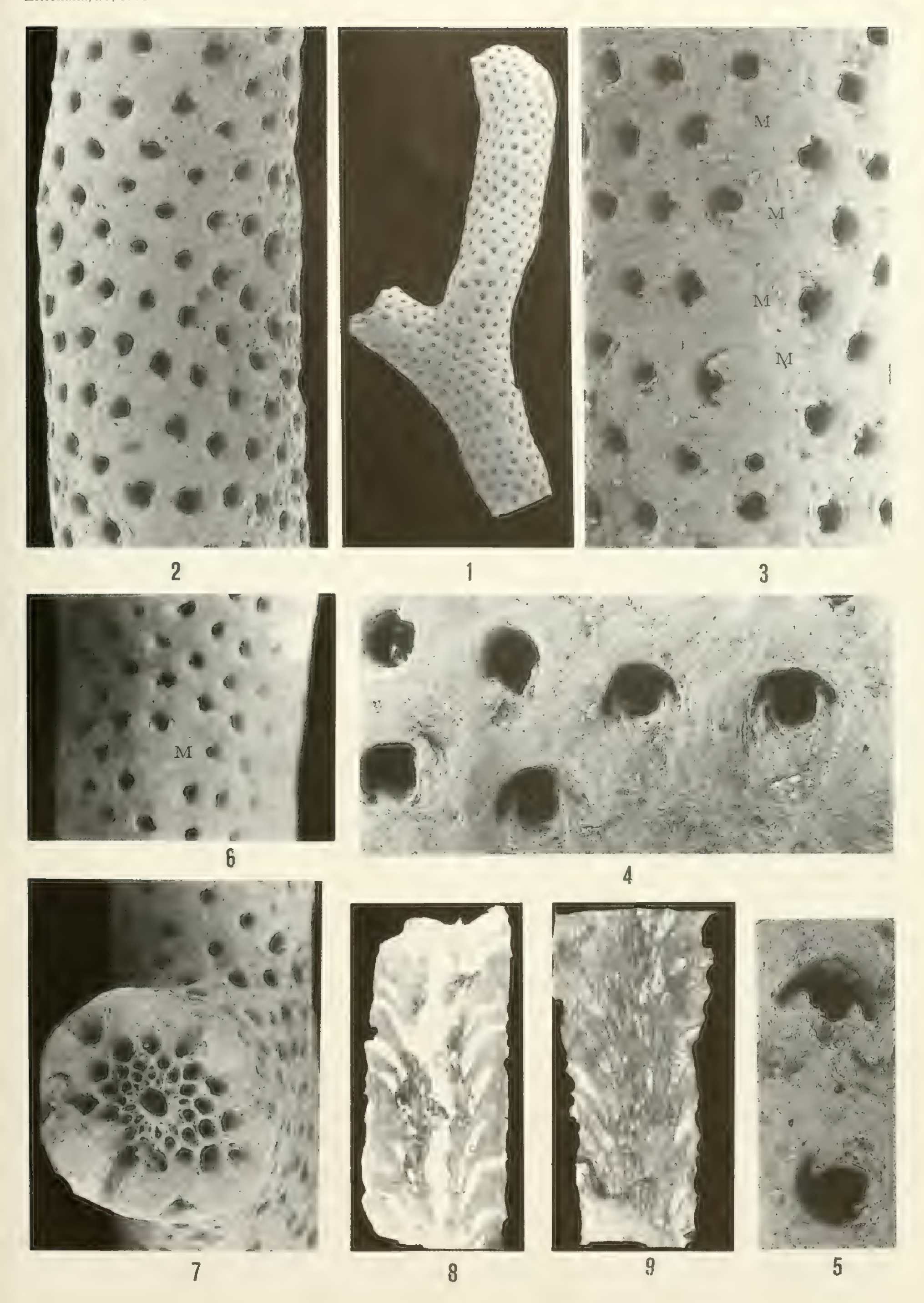
Diagnose: Eine *Hemiseptopora*, die sich von *Hemiseptopora roemeri* (LEVINSEN) durch etwas schlankere, zylindrische Zoarien und größere, mit einem dreieckigen medianen Zähnchen versehene Hemisepten unterscheidet. Die von Pseudoporen dicht durchsetzte Frontalwand ist flach und die ca. ein Drittel der Zooecienlänge einnehmende Apertura gerundet-dreieckig, anscheinend ohne vorspringendes Peristom. Gonozooid (Ovicelle) und Basis nicht bekannt.

Beschreibung: Die drei vorliegenden, größtenteils ihrer Frontalwand beraubten wenigen Bruchstücke sind ca. 0,75 mm

---

Tafel 2

Fig. 1-8	*Lunariopsis cava* n. gen. n. sp.; Unteres Cenoman (*carcitanensis*-Zone), Mülheim-Broich/Ruhr.
Fig. 1	Verzweigtes Exemplar, Holotypus Nr. 10596; x 7.
Fig. 2	Dasselbe Exemplar; x 44.
Fig. 3	Dasselbe Exemplar, in der linken Mitte eine langgestreckte enge Macula M zeigend, von der die Aperturae radial zur Peripherie hin orientiert sind; x 64.
Fig. 4	Vier Aperturae mit der halbmondförmigen Lunarium-artigen Struktur, gleichsinnig distal orientiert; x 128.
Fig. 5	Zwei Aperturae mit ihrer Lunarium-artigen Struktur gegensinnig von der in der Mitte befindlichen engen Macula weg orientiert; x 132.
Fig. 6	Exemplar mit kleiner Macula (M), von der die Aperturae radial nach außen orientiert sind. Nr. 6928; x 38.
Fig. 7	Querbruch desselben Exemplars, den achsialen Kanal und die dicke Außenwand des Zooeciums zeigend; x 38.
Fig. 8	Längsschliff, den achsialen Kanal zeigend. Nr. 132652; x 27.
Fig. 9	*Hemiseptopora roemeri* (LEVINSEN). - Cenoman; Essener Grünsand, Essen; Längsschliff Nr. 13261; x 15. (Die Hemisepten sind im Dünnschliff nicht erkennbar).


M
M
M
M
M
2
1
3
6
4
7
8
9
5

dick, gerade und unverzweigt und distal nicht verdickt. Die von großen Pseudoporen dicht durchsetzte Frontalwand ist fast rechteckig-hexagonal, die abgerundet-dreieckige Apertura, die nur an einem Exemplar erhalten ist, nimmt die distale Hälfte der äußerlich sichtbaren Zooecienlänge ein. Dadurch, daß die Frontalwand bei 2 Exemplaren durch Abrasion zerstört ist, kommt hier das in allen Zooecien regelmäßig auftretende gezähnte Hemiseptum voll zur Geltung, das sonst hinter der Frontalwand verborgen ist (Taf. 1, Fig. 9-11). Das Zähnchen an seinem Vorderrand sitzt im unteren Teil des Vestibulums und ragt von der Innenwand (vertical wall) horizontal nach vorn und endet hier mit einer nach oben gebogenen scharfen Spitze. (Taf. 1, Fig. 8). Mit den wenigen bisher vorliegenden, schlecht erhaltenen Exemplaren ist die Art leider unvollständig bekannt und bedarf weiterer Untersuchung, besonders im Hinblick auf die Ausbildung des Peristoms.

Maße:

Länge der Frontalwand:	0,22-0,26 mm
Breite der Frontalwand:	0,13-0,15 mm
Breite der Apertura:	ca. 0,08 mm

Vorkommen: Unteres Cenoman (*carcitanensis*-Zone), Mülheim-Broich/Ruhr (Westf.)

2.2 *LUNARIOPSIS* N. GEN.

Derivatio nominis: Kombination von Lunarium und opsis (griech.) = Aussehen.

Typ-Spezies: *Lunariopsis cava* n. gen. n. sp.

Vorkommen: Unteres Cenoman, Mülheim-Broich (Ruhr), RAUENscher Steinbruch.

Diagnose: Zoarium erekt, zylindrisch dichotom verzweigt, mit achsialem Kanal. Zooecien, in der Endozone als dünne Röhren beginnend und sich distal allmählich verbreiternd. Aperturae relativ klein, rundlich ohne Peristom, in unregelmäßigem Quincunx über die glatte Stockoberfläche verteilt, auf der in gewissen Abständen kleine ovale, mündungsfreie Maculae zu erkennen sind. Die die Maculae umgebenden Aperturae sind radial um diese angeordnet und mit ihrem Proximalrand auf das Zentrum der Maculae hin gerichtet (Taf. 2, Fig. 3-6). Die Orientierung der Apertura ist an der an ihrem Proximalrand befindlichen Lunarien-artigen sichel- bis halbkreisförmigen Struktur zu erkennen, die mit zwei spitzen Zacken oder Zähnchen in die Apertura hineinragt, jedoch oft nur sehr schwach entwickelt ist oder ganz zu fehlen scheint. Diese Zacken sind die distalen Enden von spitzen Leisten, die sich wie ein paralleles Schienenpaar in das Innere des Zooeciums verfolgen lassen.

Gonozooide und Basen unbekannt. Pseudoporen sind in der dicken Außenwand nicht zu erkennen. Fam. incertae sedis.

Bemerkungen: Echte Lunarien scheinen nur bei paläozoischen Bryozoen (besonders bei Cryptostomata und Cystoporata) vorzukommen. Bei diesen handelt es sich um am Proximalrand der Zooecienöffnung befindliche Kappen, halbringförmige oder leistenförmige, einwärts gekrümmte Gebilde, deren Radius kleiner als derjenige der Apertura oder des Peristoms ist, da sie weit in das Innere der Zooecienröhre hineinreichen können, sind sie auch im Dünnschliff zu beobachten. Typische Lunarien zeigen z. B. die Genera *Analotichia* ULRICH, 1890 und *Buskopora* ULRICH, 1886, die den halbringförmigen Strukturen bei *Lunariopsis* n. gen. sehr ähnlich sind. Mit Lunarien versehene Zooecien sind auf der Stockoberfläche oft radial um die Maculae herum angeordnet.

Postpaläozoische Vorkommen von Lunarien sind bisher nicht bekannt geworden. Die öfter zitierte Angabe von BORG (1965: 9), daß bei Lichenoporidae, Heteroporidae und *Hornerida* (sic) (muß heißen *Hornera spinigera* KIRKPATRICK, 1888) Lunarien vorhanden sind, ist nicht aufrecht zu erhalten, da es sich hier um Modifikationen der Aperturalränder, aber nicht um echte Lunarien handelt. Die stachelartigen Fortsätze bei dem Lichenoporiden-Genus *Multigalea* CANU & BASSLER, 1926 und die in ähnlicher Weise auch bei *Lichenopora*-Arten existieren, können nicht mit den Lunarien verglichen werden. Sie wurden von CANU & BASSLER „visor“ genannt und von BROOD (1972: 40) als Pseudolunaria bezeichnet. Die langen dornartigen Fortsätze an den Peristomen von *Hornera spinigera* KIRKPATRICK wurden von HARMER (1915: 148, Taf. 11, Fig. 8-13) detailliert beschrieben und abgebildet und als differenzierte Aufspaltung des Peristoms erklärt. Die Angabe BASSLERS im Treatise (1953: G 12) „common in cyclostomes and some cryptostomes“ ist demnach hinsichtlich der Cyclostomata unzutreffend.

Umso mehr überrascht, daß die vorliegende Art offenbar bisher als einziges postpaläozoisches Taxon tatsächlich stark an Lunaria erinnernde Strukturen aufweist, die zudem auch noch konzentrisch um mündungsfreie Maculae orientiert sind wie bei paläozoischen Cystoporata. Es erscheint jedoch gewagt, daraus auf eine genetische Beziehung zu schließen, denn es gibt nicht nur keine ähnlichen Vertreter in der Zwischenzeit (Trias bis Unterkreide), sondern auch keine paläozoischen Taxa, von denen *Lunariopsis* abstammen könnte. Da Pseudoporen in der dicken Außenwand des Zoariums fehlen, gehört *Lunariopsis* zu den freiwandigen (free walled) Cyclostomata-Formen.

2.2.1 *Lunariopsis cava* n. gen. n. sp.
Taf. 2, Fig. 1-8

Derivatio nominis: cavus (lat.) = hohl.

Holotypus: Taf. 2, Fig. 1-5; Coll. VOIGT Nr. 10596; unteres Cenoman (*carcitanensis*-Zone), Mülheim-Broich/Ruhr.

Diagnose: wie Genus-Diagnose.

Beschreibung: Das Hauptcharakteristikum der Art ist die am Proximalrand der Apertura befindliche halbmond- oder halbkreisförmige, von 2 Zähnchen gebildete Lunarium-artige Struktur, durch welche die rundliche Mündung bis über die Hälfte verkleinert werden kann (Taf. 2, Fig. 3-5). An gut erhaltenen Mündungen zeigt sich, daß diese Zähnchen nichts anderes sind als die Enden eines Schienenpaares, das sich in das Zooecium hinein erstreckt wie eine halboffene Röhre und hier mit ähnlichen Strukturen des Lunariums bei den paläozoischen Cystoporata vergleichbar ist (UTGAARD 1968: 331).

Leider ist die so markante Lunarium-Struktur mit ihren beiden Zähnchen infolge schlechter Erhaltung oder starker Mineralisation an vielen Aperturae kaum zu erkennen (Taf. 2, Fig. 1-2) oder nicht zu sehen. Das gilt ebenso für die Maculae und die Orientierung der radial auf sie hin angeordneten Aperturae. Ein Grund dafür, weshalb dieser komplizierte

astogenetische Bauplan auf der Stockoberfläche oft so schwer zu erkennen ist, ist wohl auch die starke Verkalkung der Zooecien auf der Oberfläche des Zoariums, auf der die Zooeciengrenzen völlig verschwunden sind. Pseudoporen sind nicht zu erkennen.

In einem derartigen Erhaltungszustand ist die Art von einer zweiten, bei Mülheim viel häufiger vorkommenden, ihr äußerlich sehr ähnlichen *Pachyteichopora*-Art ohne die Lunarium-artigen Strukturen nur an ihrem inneren Kanal zu unterscheiden, sofern die Querbruchfläche nicht von Bohrorganismen angebohrt oder unkenntlich geworden ist. Aus diesem Grunde ist es bisher leider nicht gelungen, einwandfreie Dünnschliffe von *Lunariopsis* herzustellen.

Maße:

Weite des achsialen Kanals:	ca. 0,15 mm
Aperturae:	0,075-0,11 mm
Abstand der Aperturae:	ca. 0,25 mm
Diameter junger Zooecien der Endozone:	0,04-0,08 mm
Abstand der Spitzen der Lunarien-artigen Struktur in der Apertura:	0,05-0,075 mm

Vorkommen: Unteres Cenoman (*carcitanensis*-Zone), Mülheim-Broich/Ruhr (Westfalen).

Beziehungen: Hinsichtlich ihrer Lunarium-artigen Struktur steht *Lunariopsis cava* n. gen. n. sp. völlig isoliert da und paßt daher auch in kein fossiles oder rezentes Cyclostomata-Genus. Sieht man jedoch von dieser Struktur ab, so ergibt sich eine verblüffende Ähnlichkeit mit der oben erwähnten Art von Mülheim, die offenbar dem Genus *Pachyteichopora* Voigt, 1978 (Coniacium-Campanium) angehört. Dieses ist ebenso durch zylindrische, massive, dickwandige Zoarien und ein ähnliches Gonozooid gekennzeichnet (vgl. *Pachyteichopora verrucosa* (Roemer, 1840) und *P. bugei* Voigt, 1978 (Voigt 1978: 249, Abb. 1-13 und S. 265, Abb. 14-19)). Diese andere, ebenfalls neue Mülheimer Art, für deren Beschreibung hier kein Raum bleibt, wird daher vorerst als *Pachyteichopora* n. sp. bezeichnet. Ob die vorläufige Zuordnung von *Pachyteichopora* zu den Leiosoeciidae Canu & Bassler, 1920 aufrecht zu erhalten ist, bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten.

Falls eine genetische Beziehung zwischen *Pachyteichopora* und *Lunariopsis* n. gen. besteht, müßte die Lunarium-artige Struktur bei *Lunariopsis* eine Neubildung (Apomorphie) darstellen, oder sie müßte bei *Pachyteichopora* wieder verschwunden sein, falls *Lunariopsis* deren Stammform sein sollte.

Obwohl die Sonderstellung von *Lunariopsis* die Aufstellung einer neuen Familie rechtfertigen würde, erscheint es angesichts dieser Umstände ratsam, auch diese neue Gattung vorerst unter „Fam. incertae sedis" zu führen.

3. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die hier vorgestellten neuen untercenomanen Cyclostomata-Genera *Hemiseptopora* n. gen. und *Lunariopsis* n. gen. sind ein weiterer Beleg dafür, daß die reiche cenomane Bryozoenfauna gegenüber der relativ armen Fauna des Albiums den Beginn der explosiven Entwicklung der Bryozoenfauna während der Oberkreide dokumentiert. Die die oben beschriebenen neuen Gattungen charakterisierenden Hemisepten und Lunarium-artigen Strukturen sind in dieser Form bisher bei keinen postpaläozoischen cyclostomen Bryozoen bekannt. Dieser Umbruch in der mesozoischen Bryozoenfauna wird jedoch erst in vollem Umfang zu erkennen sein, wenn die bisher nur mit wenigen Arten bekannte Mülheimer Fauna - bisher die reichste untercenomane Bryozoenfauna der Welt - vollständig bearbeitet wird.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Brood, K. (1972): Cyclostomatous Bryozoa from the Upper Cretaceous and Danian in Scandinavia. - Acta Univ. Stockholmensis, Stockholm Contributions in Geology, **XXVI**: 1-464, Taf. 1-78, 148 Abb.; Stockholm.

Canu, F. & Bassler, R. S. (1922-1926): Studies on the cyclostomatous Bryozoa. - Proc. U. S. Nat. Mus. **61** (Art. 22): 160 S., 40 Abb., 28 Taf.; **67** (Art. 21): 124 S., 46 Abb., 31 Taf.; Washington.

Flor, F. D. (1975): *Discotruncatulipora corbis* n. gen. n. sp. (Bryoz. cycl.) aus der Oberen Kreide. - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 99-110, 8 Abb., 2 Tab., Taf. 7-8; Hamburg.

Hancock, J. M., Kennedy, W. J. & Klaumann, H. (1973): Ammonites from the transgressive Cretaceous on the Rhenanian Massif (Germany). - Palaeontology, **15** (3): 445-449, Taf. 81; London.

Harmer, S. F. (1915): The Polyzoa of the Siboga Expedition I. Entoprocta, Ctenostomata, Cyclostomata. - **XXVIII** Results Expeditions Siboga: 1-180, Taf. 1-12; Leiden.

Hinds, R. (1973): Interzooecial structures in some tubuliporid cyclostome Bryozoa. - In: Larwood, G. P. (Ed.), Living and Fossil Bryozoa: 299-306, 1 Abb., 1 Taf.; London, New York (Academic Press).

Levinsen, G. M. R. (1912): Studies on the Cyclostomata operculata. - Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter, 7. Raekke, Naturv. og Math. Afd., **10** (1): 1-52, Taf. 1-7, 2 Abb.; København.

Roemer, F. A. (1840): Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges: 1-143, Taf. 1-16; Hannover 1840 (1841).

Simonowitsch, S. (1871): Beitr. zur Kenntnis der Bryozoen des Essener Grünsandes. - Verh. Nat. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westfalen, 3. Folge, **28**: 1-70, Taf. 1-4; Bonn.

Utgaard, J. (1968): A revision of North American genera of ceramoporid bryozoans (Ectoprocta). Pt. 1, Analotichiidae. - J. Paleont. **42** (5): 1033-1042, Taf. 129-132, Boulder.

Utgaard, J. (1983): Paleobiology and Taxonomy of the order Cystoporata. - In: Moore, R. C. & Robinson, R. A. (Eds.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part G Bryozoa: G326-G358, Abb. 142-155; Boulder and Lawrence (Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas).

Voigt, E. (1974): Zwei neue cyclostome Bryozoen der Fam. Corymboporidae Smitt im Cenoman von Mülheim-Broich. - N. Jb. Paläont., Abh., **146** (2): 195-220, 34 Abb.; Stuttgart.

Voigt, E. (1978): *Pachyteichopora* n. gen. (Bryoz. Cyclostomata) aus der oberen Kreide. - Pal. Z., **52** (3-4): 257-270, 28 Abb.; Stuttgart.

Voigt, E. (1989): Neue cyclostome Bryozoen aus dem Untercenomanium von Mülheim-Broich (Westfalen). - Münster. Forsch. Geol. Paleont., **69**: 87-113, Taf. 1-7; Münster.

Wiedmann, J. & Schneider, A. L. (1979): Cephalopoda und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. - In: Wiedmann, J. (Ed.), Aspekte der Kreide Europas. J. U. G. S. Series A: 645-680, Taf. 1-10; Stuttgart (Schweizerbart).

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	369–378	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Biostratigraphische Einstufung der Gastropoden aus dem Paleozän (Tertiär) des Haunsberges (N Salzburg, Österreich) anhand der internationalen Plankton-Foraminiferen-Zonierung

Von

FRANZ TRAUB & WINFRIED WERNER*)

Mit 1 Abbildung und 3 Tabellen

KURZFASSUNG

Erstmals werden sämtliche bisher beschriebenen paleozänen Gastropoden des Helvetikums vom Haunsberg (N Salzburg) tabellarisch und in systematischer Anordnung erfaßt und entsprechend der internationalen Plankton-Foraminiferen-Zonierung biostratigraphisch eingestuft. Das Alter der erfaßten Gastropoden reicht von der *angulata*-Zone des oberen Dan bis zur *velascoensis*-Zone des Ilerd.

ABSTRACT

For the first time all gastropod taxa hitherto described from the Paleocene strata of the Helvetic Zone of the Haunsberg area near Salzburg, Austria are completely and systematically listed. According to the international Plankton-Foraminifera-Zonation their stratigraphic age ranges from the *angulata* zone of the Upper Danian to the *velascoensis* zone of the Ilerdian.

1. EINLEITUNG

Unter den Fundstellen für marines Paleozän nehmen die Aufschlüsse der Oichinger Schichten am Haunsberg nördlich Salzburg aufgrund ihres Fossilreichtums zweifelsohne eine Sonderstellung ein und zählen deshalb zu Recht zu den „Klassischen Fundstellen der Paläontologie" (WEIDERT 1988). Insbesondere die teilweise gut erhaltene Molluskenfauna erwies sich als äußerst formenreich und mannigfaltig. So konnten in einer Reihe von Einzelstudien bisher 159 Gastropodentaxa erkannt werden (TRAUB 1938, 1979, 1980, 1981, 1984, 1989).

Das stratigraphische Alter der Oichinger Schichten war öfters Gegenstand von Diskussionen (vgl. TRAUB 1990). In jüngster Zeit gelang es mit Hilfe planktonischer Foraminiferen, die stratigraphische Zuordnung zur internationalen Plankton-Zonierung zu verfeinern und die Reichweite der Oichinger Schichten von der *pseudobulloides*-Zone des unteren Dan bis zur obersten *velascoensis*-Zone des oberen Ilerd festzulegen (KUHN & WEIDICH 1987, KUHN 1992). Mit der vorliegenden Arbeit wird erstmals eine vollständige Auflistung der bisher aus dem Paleozän des Haunsberges bekannten Gastropoden vorgestellt und deren Einstufung entsprechend der Plankton-Stratigraphie gegeben.

*) Dr. FRANZ TRAUB, Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, D-80333 München; Dr. WINFRIED WERNER, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, D-80333 München

F. TRAUB dankt Herrn Prof. Dr. D. HERM für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes im Institut für Paläontologie und historische Geologie sowie Herrn Prof. Dr. H. HAGN für zahlreiche Diskussionen. Herr Dr. W. KUHN und Herr Dr. G. SCHAIRER sahen das Manuskript kritisch durch.

2. DAS PALEOZÄN DES HAUNSBERGES

2.1 GEOLOGISCH-TEKTONISCHER RAHMEN

Der Haunsberg (835 m NN) erhebt sich als SSW-NNE-streichender, von Würmmoränen bedeckter Höhenrücken östlich von Laufen aus den Talniederungen der Salzach (ca. 400 m NN) und der Oichten (ca. 415 m NN). Ihn bauen Gesteine von drei faziell unterschiedlichen tektonischen Einheiten auf: die Flyschzone im Süden, das nördlich sich anschließende Ultrahelvetikum und Helvetikum sowie im Norden die Molasse. Das Gebiet gehört somit zu der längs des Alpennordrands sich erstreckenden tektonischen Störungszone, welche durch die Überschiebung des Flyschs auf das Helvetikum und jene des Helvetikums auf die Molasse gekennzeichnet ist.

Die Ausstrichbreite des Helvetikums und des südlich sich anschließenden Ultrahelvetikums beträgt im Bereich des Haunsberges (im Oichtental vom Oberndorfer Graben bis etwa Nußdorf) rund 4,5 km. Es lassen sich sämtliche vier von HAGN definierten paläogeographisch-tektonischen Einheiten, nämlich Nord- und Südhelvetikum sowie Nord- und Südultrahelvetikum (vgl. HAGN 1978: 178 ff.) belegen. Das Nordhelvetikum bei Nußdorf weist hierbei eine Schichtlücke zwischen den tonigen Pattenauer- und Gerhartsreiter Schichten der Oberkreide und den Adelholzener Schichten des Lutet auf. Das Südhelvetikum ist hingegen mit einer vollständigen Schichtfolge entwickelt, und zwar mit den Gerhartsreiter Schichten (Maastricht), den paleozänen Oichinger Schichten, den grobsandigen Nummulitenkalken (Unter- bis Mitteleozän) und den hangenden Stockletten (Biarritz-Priabon). Gegen Süden schließen sich das Nordultrahelvetikum mit der Buntmergelserie sowie das Südultrahelvetikum (im Oberndorfer Graben mit allochthonen Blöcken) an.

Die enorme tektonische Beanspruchung mit starker räumlicher Einengung der ehemals auf einem ausgedehnten Schelf entstandenen Sedimente des Helvetikums (vgl. HAGN & WELLNHOFER 1972, KUHN 1992: 118) äußert sich in einem weit verbreiteten Schuppenbau. Mulden- und Sattelstrukturen sind selten nachweisbar. Eine Mulde mit eozänen Nummulitenkalken und Stockletten erstreckt sich zwischen der Frauengrube und dem südlichen Oichinger Graben (TRAUB 1953: 34), eine Sattelstruktur vom Hochberger Graben in WSW-Richtung gegen St. Pankraz.

Mikropaläontologische Detailuntersuchungen konnten in jüngster Zeit wesentlich zu einer besseren Vorstellung über den tektonischen Bau des Gebiets beitragen (KUHN & WEIDICH 1987, KUHN 1992). Wesentlich war vor allem die Erkenntnis, daß die Gesteinsabfolge des Kroisbachs, für die früher insgesamt ein normaler Schichtverband vermutet wurde (z. B. GOHRBRANDT 1963: 87), in Teilschuppen zu gliedern ist (WEIDICH & KUHN 1987, TRAUB 1990, KUHN 1992: 20 f.). Als durchgehendes, in der stratigraphischen Abfolge ungestörtes Profil erweist sich demnach nur die Gesteinsserie von den Fundpunkten Kch 3 bis Kch 14 einschließlich dem Craniensandstein (vgl. Abb. 1). Die nördlich (bachabwärts) gelegenen Fundpunkte Kch 1 und Kch 2 gehören hingegen einer eigenständigen Teilschuppe an und werden wie die übrigen Fundpunkte als Einzelvorkommen bzw. Teilschuppenvorkommen in Tab. 1 und Tab. 3 gesondert aufgeführt (zu Einzel-

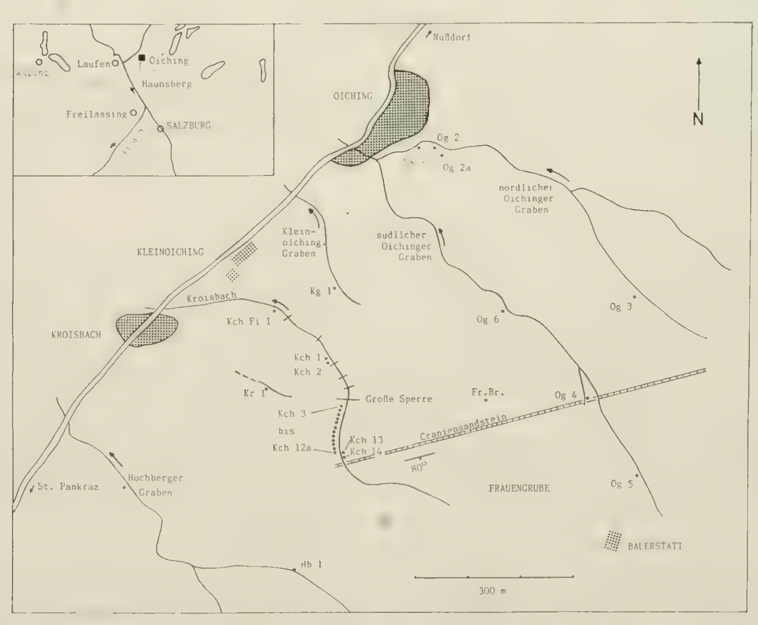


Abb. 1: Lage der Fundpunkte mit paleozänen Gastropoden im Bereich des Haunsberges (verändert nach TRAUB 1979)

heiten der tektonischen Verhältnisse: s. TRAUB 1938, 1990 und KUHN 1992: 20 f.). Hinsichtlich der Kreide-Paleozän-Grenze nahmen ABERER & BRAUMÜLLER (1958) eine Schichtlücke als Ausdruck der laramischen Gebirgsbildungsphase an. Den Untersuchungen von TRAUB (1953) und vor allem den mikropaläontologischen Ergebnissen von KUHN (1992) und KUHN & KIRSCH (1992) lassen sich jedoch keinerlei Hinweise auf eine derartige Schichtlücke im Bereich nördlich Salzburg entnehmen.

2.2 ERFORSCHUNGSGESCHICHTE UND STRATIGRAPHISCHE EINSTUFUNG DER OICHINGER SCHICHTEN

Erste Erwähnung finden die später als Oichinger Schichten bezeichneten Gesteinsserien durch FUGGER (1899: 384 f.). Aus dem linken Arm des Oichinger Grabens, der gleichbedeutend mit dem südlichen Graben von Oiching ist, beschreibt er steil mit 85° nach NNW fallende schwarze Mergel, die „undeutliche Versteinerungen" führen und dem oberösterreichischen Schlier bzw. der Oberen Meeresmolasse in Oberbayern zugewiesen werden.

GÖTZINGER & VETTERS (1921) schaffen in einem unveröffentlichten Gutachten den Begriff „Oichinger Schichten". In den Aufnahmeberichten zu Blatt Salzburg 4850 erwähnt G. GÖTZINGER (1929) mehrmals die Oichinger Schichten: „In Oiching bestehen sie aus dunklen fossilreichen Tonen, die auch Glaukonit-Sandsteineinschlüsse enthalten". Ihr Alter wird als Alttertiär angegeben. 1936 gelingt es K. GÖTZINGER mit Hilfe einer kleinen Eozänfauna aus dem Kroisbach, ein etwas genaueres Alter zu ermitteln.

Etwa zur gleichen Zeit erscheint als vorläufiger Bericht der „Beitrag zur Kenntnis der helvetischen Kreide - Eocänserie"

			Dan	Thanet		Ilerd	
			oberes	unteres	oberes	unteres	oberes
			angulata-Zone	pusilla-Zone	pseudomen.-Z. unt. ob.	velascoensis-Zone	
Sandsteinbank	0 m						
	4 m	Kch 1			■		
	14 m	Kch 2			■		
		Kr 1		■			
Große Sperre	0 m						
	13 m	Kch 3	■				
	23,4 - 23,8 m	Kch 4	■				
	34 m	Kch 5	■				
	38 m	Kch 6		■			
	39 m	Kch 7		■			
		Kch 8		□			
	60 m	Kch 9			■		
	70 m	Kch 10			■		
	86 - 87,3 m	Kch 11				■	
		Kch 11a				□	
		Kch 11b				□	
	117-118 m	Kch 12				■	
	127-128 m	Kch 12a				■	
	138 m	Kch 13				■	
	140-141 m	Kch 14				■	
	151 m	Craniensst.					?
	153 m	K 33					■
Frauengrube		Fr.Br.				□	
Bachschuttblock		Kch Fi 1					□
Kleinoichinger Graben		Kg 1					□
nördl. Oichinger Graben: ehem. Wasserbehälter	0 m						
	54 m	Og 1			•••	■•••	
		Og 2	?				
		Og 2a	?				
		Og 3	?				
südl. Oichinger Graben		Og 4					□
		Og 5					□
		Og 6					?
nördl. Nebengraben des Hochberger Graben		Hb 1					?

Tab. 1: Stratigraphische Einstufung der Fossilfundpunkte am Haunsberg (vgl. Abb. 1). ■: Einstufung mit Plankton-Foraminiferen; □: gesicherte Zuordnung aufgrund geologischer Situation, keine aussagekräftige Foraminiferenfauna gefunden; ?: Zuordnung unsicher, keine aussagekräftige Foraminiferenfauna gefunden.

von TRAUB (1936). Hierin ist speziell vom Paleozän und Thanet die Rede. In seiner Dissertation untersucht TRAUB (1938) einen Teil der Megafossilien. Er unterscheidet eine kleine Fauna der dunklen, weniger durchlüfteten sandigen Mergel von einer Großfauna in den glaukonitischen, gut durchlüfteten, grobsandigen Mergeln. Das Alter der Oichinger Schichten wird mit Thanet mit einem Anklang von Mont bezeichnet. Vom gleichen Alter spricht TRAUB (1953) in der Schuppenzone von St. Pankraz.

GOHRBRANDT (1963, mit Beiträgen von PAPP: Großforaminiferen und STRADNER: Nannofloren) gliedert erstmals mit Hilfe von planktonischen Foraminiferen das Paläogen des Helvetikums nördlich Salzburg. Danach reicht das Alter der Oichinger Schichten von Dan über Mont und Thanet bis in das Ilerd.

Die taxonomische Erfassung der Megafauna wird fortgeführt mit der Bearbeitung der Korallen (KÜHN & TRAUB 1967), einer Sepiide (TRAUB 1982), einer Bryozoe (VAVRA 1988) und Crinoiden (RASMUSSEN 1972) sowie vor allem der Gastropoden (TRAUB 1979, 1980, 1981, 1984, 1989). Das Alter der Gastropoden wird durchwegs mit Paleozän angegeben.

HAGN (HAGN in TRAUB 1979) stellt aufgrund von planktonischen Foraminiferen fest, daß „die Schichten des Kroisbachs in den Zeitbereich oberes Mont - tieferes Thanet fallen".

Mit einer detaillierten Probennahme im Kroisbach und der Auswertung der Plankton-Foraminiferenfauna kommen KUHN & WEIDICH (1987) zu dem Ergebnis, daß die Fossilfundpunkte Kch 1 und Kch 2 sensu TRAUB (vgl. Abb. 1) mit einem Ober-Thanet-Alter von der ungestörten Abfolge Kch 3 - Kch 14 abzutrennen sind. Nach diesen Untersuchungen trifft man südlich der großen Sperre (vgl. Abb. 1) die *angulata-*, *pusilla-*, *pseudomenardii-* und *velascoensis-*Zone an. Über dem Craniensandstein ist in einer geringmächtigen Mergellage die oberste *velascoensis-*Zone des oberen Ilerd sowie hierüber die *subbotinae-*Zone des untersten Eozän nachgewiesen (Probennummern F1 bis F3 in KUHN 1992, Abb. 4; Tab. 2). Die Grenze Paleozän/Eozän befindet sich also innerhalb der Mergelzwischenlage zwischen Craniensandstein und der sog. Gryphaeenbank (KUHN 1992: Tab. 2; KUHN, frdl. Mitt. vom Dez. 1992).

TRAUB (1990) überträgt die Ergebnisse von KUHN und WEIDICH (1987) auf stratigraphische Stufen nach CAVELIER & POMEROL (1986). Die paleozäne Schichtfolge umfaßt im Kroisbach demnach das obere Dan, Thanet und das gesamte Ilerd. KUHN (1992), der sich in seiner bereits erwähnten Dissertation ausführlich den „paleozänen und untereozänen Benthos-Foraminiferen" des Helvetikums vom Haunsberg widmet, führt in seiner Tab. 2 sämtliche Fossilfundpunkte des Haunsberggebiets an, die entsprechend der Plankton-Stratigraphie eingestuft werden konnten. Seine Ergebnisse bilden auch die stratigraphische Grundlage für die Tab. 1 und 3 der vorliegenden Arbeit. Die Mikrofaunen der Teilschuppen-Proben ergaben durchwegs Alterseinstufungen, die jenen des ungestörten Profils im Kroisbach (Kch 3 - Kch 14) entsprechen. Für die Punkte Kch 1 und Kch 2, die auch eine reiche Gastropodenfauna lieferten, war eine Differenzierung innerhalb der *pseudomenardii-*Zone des oberen Thanet möglich (vgl. Tab. 1). Für den Fundpunkt Og 1 ergab die Foraminiferenfauna ein Alter „jünger als *pusilla-*Zone, also mindestens *pseudomenardii-*Zone oder sogar noch jünger" (KUHN, briefl. Mitt. 16.8.1992, vgl. Tab. 1 u. 3). Diese mikropaläontologischen Ergebnisse stehen im Gegensatz zu Befunden der betreffenden Megafaunen, die insbesondere mit ähnlichen Spektren an Gastropodenarten und gleicher fazieller Ausbildung auf ein einheitliches Alter der Fundpunkte Og 1, Kch 1, Kch 2 und Kch 11a hinweisen (TRAUB, unpubl. Daten).

Von den Gastropoden-Fundpunkten, deren stratigraphisches Alter nicht mit Mikrofaunen überprüft werden konnte, ließ sich ein Teil aufgrund der Profilabfolge und der geologischen Gesamtsituation zwanglos in die Plankton-Zonierung einreihen (nicht ausgefüllte Quadrate in Tab. 1; z. B. Kch 11 a). Bei einigen Fundpunkten ist die Einstufung aufgrund der geologischen Situation noch als unsicher zu betrachten (in Tab. 1 mit ‚?' gekennzeichnet).

3. TABELLARISCHE ÜBERSICHT DER PALEOZÄNEN GASTROPODEN DES HAUNSBERGES

Die bisherige Bearbeitung der Gastropoden durch TRAUB (1938, 1979, 1980, 1981, 1984, 1989) erbrachte 159 Taxa, die in Tab. 3 vollständig, nach Überfamilien getrennt aufgelistet sind. Als Grundlage für die systematische Klassifikation wurde vorwiegend LINDNER (1990), in Einzelfällen auch WENZ (1938-1944) sowie WENZ & ZILCH (1959-1960) gewählt. Der seit der ersten Publikation (TRAUB 1938) verstrichene Zeitraum von über 50 Jahren brachte es mit sich, daß einige Gattungs- und/oder Artnamen umbenannt werden mußten. Hinweise auf derartige Berichtigungen finden sich bei TRAUB (1984: 84 f.; 1989: 86) und NORDSIECK (1985). Eine vollständige alphabetische Liste der bisher vorgenommenen Umbenennungen ist der Tab. 2 zu entnehmen.

Im Anschluß an die Gattungs- und Artnamen wird in Tab. 3 in Kurzform auf die Veröffentlichungsdaten der jeweiligen Taxa hingewiesen (zu Einzelheiten s. Erl. zu Tab. 3). Das angegebene Zitat bezieht sich hierbei stets auf die zuletzt vorgenommene Bearbeitung der Art. Frühere Erwähnungen können der zitierten Arbeit entnommen werden.

Die Vorkommen der Gastropoden sind entsprechend den Fundpunkten und damit der stratigraphischen Einstufung der Plankton-Zonierung eingetragen, wobei die Vorkommen des ungestörten Profils Kch 3 - Kch 14 - Craniensandstein getrennt von den in Teilschuppen vorliegenden Fundpunkten behandelt sind. Neben den bereits publizierten Vorkommen wurden auch sämtliche unveröffentlichte Neufunde mitberücksichtigt.

alte Bezeichnung	neue Bezeichnung
Ampullina (Crommium) sp.	*Ampullina curta* Traub, 1979
Araeodactylus fuggeri Traub, 1938	*Aporrhais (Araeodactylus) fuggeri* (Traub, 1938)
Athleta laevigata Traub, 1938	*Montia (Montia) inaequiplicata* (Briart & Cornet, 1870)
Clausilia inopinata Traub, 1938	*Rillyopsis inopinata* (Traub, 1938)
Cominella (Cominella) distans Traub, 1981	*Sycostoma distans* (Traub, 1981)
Fusus aigneri Traub, 1938	*Clavilithes (Rhopalites) superbus* Traub, 1938
Fusus drephanophorus Traub, 1938	*Clavilithes (Rhopalites) superbus* Traub, 1938
Fusus aff. *faxensis* Ravn, 1920	*Clavilithes (Rhopalites) superbus* Traub, 1938
Fusus laufensis Traub, 1938	*Clavilithes (Rhopalites) superbus* Traub, 1938
Fusus aff. *unicarinatus* Deshayes, 1824	*Aporrhais (Araeodactylus) fuggeri* (Traub, 1938)
Genotia staadti Cossmann, 1910/13	*Genota staadti* (Cossmann, 1910/13)
Gilbertia sphaeroides Traub, 1938	*Gilbertina sphaeroides* (Traub, 1938)
Natica (Naticina) kleinoichingensis Traub, 1938	*Natica wateleti* Briart & Cornet, 1873
Odostomia obliqua Traub, 1984	*Odostomia kroisbachensis* Traub, 1989
Pirula cf. *intermedia* Melleville, 1843	*Ficus (Priscoficus) intermedius* (Melleville, 1843)
Pleurotomaria kroisbachensis Traub, 1938	*Conotomaria kroisbachensis* (Traub, 1938)
Pseudoliva binodosa Traub, 1938	*Pseudoliva robusta* Briart & Cornet, 1870
Pseudoliva prima Deshayes, 1866	*Pseudoliva robusta* Briart & Cornet, 1870
Ringicula discrepans Traub, 1938	*Eriptycha actaeoniformis* (Netschaev, 1897)
Rostellaria (Calyptrophorus) sp.	*Tibia (Calyptrophorus)* sp.
Rostellaria detracta Traub, 1938	*Tibia (Calyptrophorus) detracta* (Traub, 1938)
Rostellaria (Sulcogladius) fuggeri Traub, 1938	*Aporrhais (Araeodactylus) fuggeri* (Traub, 1938)
Roxania modesta Traub, 1938	*Roxania raristriata* Briart & Cornet, 1887
Solariella kroisbachensis Traub, 1979	*Nipteraxis kroisbachensis* (Traub, 1979)
Solarium bicoronatum Traub, 1938	*Architectonica bicoronata* (Traub, 1938)
Solarium compressum Traub, 1938	*Architectonica compressa* (Traub, 1938)
Solarium marginale Deshayes, 1866 var. *alpina* Traub, 1938	*Architectonica marginalis* (Deshayes, 1866) var. *alpina* Traub, 1938
Solarium patulum Lamarck, var. *infraeocaenica* Cossmann, 1885	*Architectonica patula* (Lamarck) var. *infraeocaenica* Cossmann, 1885
Surcula (Ancistrosyrinx) terebralis Lam. var. *alpina* Traub, 1938	*Ancistrosyrinx terebralis* Lam. var. *alpina* Traub, 1938
Tornatellaea aff. *regularis* v. Koenen, 1885	*Ravniella rosenkrantzi* Traub, 1989
Turricula (Surcula) steinbacherae Traub, 1979	*Turricula steinbacherae* Traub, 1979
Turritella aff. *arsenei* Briart & Cornet, 1873	*Turritella* aff. *acuta* Briart & Cornet, 1873
Turritella inframarginata Traub, 1938	*Turritella (Haustator) quadrifasciata* (Traub, 1938)
Turritella uniangularis Lamarck var. *alpina* Traub, 1938	*Turritella (Haustator) quadrifasciata* (Traub, 1938)
Unitas elongata Traub, 1979	*Unitas oichingensis* Traub, 1984

Tab. 2: Alphabetisches Verzeichnis geänderter Gattungs- und Artnamen aus den taxonomischen Arbeiten von TRAUB 1938-1989

Von den 159 aufgeführten Gastropodentaxa sind 141 bis auf das Artniveau bestimmt. Hiervon entfallen 111 auf Arten, die durch TRAUB (loc. cit.) erstmals bekannt gemacht wurden. 30 Arten hingegen sind bereits aus anderen Bereichen beschrieben. Von den erstmals in den Oichinger Schichten beschriebenen Arten konnten einige inzwischen in anderen Bereichen wiedergefunden werden. Wie bereits in TRAUB (1980: 46 f.) festgestellt, bestehen Verbindungen zu den paleozänen Faunen des Pariser Beckens, Belgiens (z. B. GLIBERT 1973), der Niederrheinischen Bucht (ANDERSON 1975, Müller et al. 1991), Dänemark (z. B. RAVN 1939), den mittleren Karpaten (KRACH 1963), sowie zu Faunen der Nordukraine (MAKARENKO 1976) und des Wolgagebietes (NETSCHAEV 1897). Ebenso sind Beziehungen zu Faunen Westgrönlands belegt (KOLLMANN & PEEL 1983). Paläogeographische Verbindungen mit dem osteuropäischen und skandinavischen Raum werden auch durch die Benthos-Foraminiferen-Gemeinschaften angezeigt (KUHN 1992: 120). Inwieweit die relativ hohe Anzahl eigenständiger Gastropodenarten der Oichinger Schichten in Zusammenhang steht mit paläogeographischen Gegebenheiten und/oder auf stratigraphischen Unterschieden zu den bekannten Molluskenfaunen anderer Regionen beruht, ist noch nicht untersucht. Die Benthos-Foraminiferen-Gemeinschaften deuten zumindest auf Unterschiede in den palökologischen Rahmenbedingungen zwischen dem Pariser Becken bzw. Belgien und dem ostbayerischen/österreichischen Helvetikum hin (vgl. KUHN 1992: 121). Allerdings fehlen entsprechende Vergleichstudien für das Megabenthos. Die vorliegende Tabelle 3 soll eine Grundlage für derartige Studien darstellen.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E. (1958): Über Helvetikum und Flysch im Raume nordöstlich Salzburg. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **49** (1956): 1-39, 3 Taf., 1 geol. Karte; Wien.

ANDERSON, H. J. (1975): Die Fauna der paläozänen Hückelhovener Schichten aus dem Schacht Sophia Jacoba 6 (Erkelenzer Horst, Niederrheinische Bucht, Teil 3: Scaphopoda, Gastropoda, Cephalopoda. - Geologica et Palaeontologica, **9**: 141-171, 1 Tab., Taf. 1-6; Marburg.

CAVELIER, C. & POMEROL, C. (1986): Stratigraphy of the Paleogene. - Bull. Soc. géol. France, sér. 8, **2** (2): 256-265; Paris.

FUGGER, E. (1899): Das Salzburger Vorland. - Jb. Geol. R.-A., **49** (2): 289-428, 30 Abb., 2 Taf.; Wien.

GLIBERT, M. (1973): Révision des Gastropoda du Danien et du Montien de la Belgique. I. Les Gastropoda du Calcaire du Mons. - Mém. Inst. R. Sci. natur. Belg., **173**: 1-116, 60 Abb., Taf. 1-12; Bruxelles.

	Profil Kroisbach Kch 3 - Kch 14																Einzelvorkommen												
	ob. Dan			Thanet					unteres Ilerd							ob. Ilerd	? ob. Dan	? ob. Dan	? Thanet	unt. Thanet	unt. O-Thanet	ob. O-Thanet	?O-Th./?U-Ilerd	? unt. Ilerd	? ob. Ilerd					
	angulata -Z.			pusilla -Z			pse -Z.		velascoensis-Z.																					
	Kch 3	Kch 4	Kch 5	Kch 6	Kch 7	Kch 8	Kch 9	Kch 10	Kch 11	Kch 11a	Kch 11b	Kch 12	Kch 12a	Kch 13	Kch 14	Craniens	Og 2	Og 2a	Og 3	Kr 1	Kch 2	Kch 1	Og 1	Fr. Br.	Og 4	Og 5	Og 6	Hb 1	Kch Fi 1	Kg 1
ARCHAEOGASTROPODA																														
PLEUROTOMARIACEA																														
Conotomaria kroisbachensis (Traub, 1938) [I 66]									x															x						
Conotomaria hochbergensis Traub, 1989 [VI 86]																												x		
Leptomaria sublevis Traub, 1979 [II 95]																									x					
Scissurella (?Schizotrochus) sp. [V 6]																						x								
FISSURELLACEA																														
Emarginula striatissima Traub, 1979 [II 96]										x													x							
PATELLACEA																														
Acmaea cf.*simplex* (Briart & Cornet, 1887) [V 7]																		x												
TROCHACEA																														
Olivia inflata Traub, 1979 [II 97]																			x											
Jujubinus (Strigosella) truncus Traub, 1984 [V 7]															x															
Jujubinus (Scrobiculinus) quinquelineatus Traub, 1984 [V 8]																							x							
Gibbula (Enida) janoscheki Traub, 1984 [V 9]									x																					
Calliostoma (Mauriella) sp. ind. [II 98]									x																					
Isanda (Minolia) sublineata Traub, 1980 [III 30]																							x							
Eucycloscala cf.*basistriata* Anderson, 1975 [II 99]									x																					x
?Brookula sp. [V 10]																						x								
Homalopoma sp. [V 11]																						x								
Cirsochilus morozi Traub, 1984 [V 11]																						x								
Cirsochilus makarenkoi Traub, 1984 [V 12]										x											x	x								
Collonia (Collonia) nana Traub, 1984 [V 13]																			x											
Teinostoma (Teinostoma) trigonale Traub, 1984 [V 9]																							x							
Otomphalus kleinoichingensis Traub, 1979 [II 99]																														x
NERITACEA																														
Seminerita haunsbergensis Traub, 1980 [III 31]																					x	x								
Neritoplica oichingensis Traub, 1980 [III 32]																							x							
MESOGASTROPODA																														
LITTORINACEA																														
Entomope reichli Traub, 1989 [VI 87]																						x								
RISSOACEA																														
Alvania laufensis Traub, 1981 [IV 44]																					x									
Alvania acuticostata Traub, 1981 [IV 44]																			x	x		x	x							
Alvania angusticostata Traub, 1981 [IV 45]												x										x								
Turboella (Turboella) humilis Traub, 1981 [IV 46]																						x								
Keilostoma plicatulum (Deshayes, 1824) [VI 89]																							x							
Cossmannia concava Traub, 1989 [VI 88]										x		x			x						x									
Cossmannia kroisbachensis Traub, 1989 [VI 89]																				x	x	x	x							
Rissoina (Rissoina) lata Traub, 1981 [IV 47]										x																				
Adeorbis sp. [VI 90]															x															
ARCHITECTONIACEA																														
Mangonuia (Mangonuia) semirotunda Traub, 1989 [VI 91]										x																				
Pseudomalaxis sp. [IV 47]												x																		
Architectonica (Wangaloa) kuhni Traub, 1989 [VI 91]																						x								
A. patula Lam. var. *infraeocaenica* Cossmann, 1882 [I 67]																													x	
Architectonica marginalis Desh. var.*alpina* T. 1938 [I 68]																													x	
Architectonica bicoronata (Traub, 1938) [I 68]																													x	
Architectonica compressa (Traub, 1938) [I 69]			x																											
Nipteraxis kroisbachensis (Traub, 1979) [V 6]																				x	x	x	x					x		
Mathilda (Fimbricatella) cf.*carinata* Ravn, 1939 [II 102]												x					x				x	x	x							
Mathilda delnegroi Traub, 1984 [V 14]																						x	x							
?Mathilda sp. [IV 48]																					x	x								
Promathilda (?Teretrina) stoehri Traub, 1989 [VI 92]																		x												

Tab. 3 (Teil 1)

	Profil Kroisbach Kch 3 - Kch 14																Einzelvorkommen													
	ob. Dan			Thanet					unteres Ilerd							ob. Ilerd	? ob. Dan	? ob. Dan	? Thanet	unt. Thanet	unt. O-Thanet	ob. O-Thanet	?O-Th./?U-Ilerd	? unt. Ilerd	? ob. Ilerd					
	angulata-Z.			pusilla-Z.			pse-Z.		velascoensis-Z.																					
	Kch 3	Kch 4	Kch 5	Kch 6	Kch 7	Kch 8	Kch 9	Kch 10	Kch 11	Kch 11a	Kch 11b	Kch 12	Kch 12a	Kch 13	Kch 14	Craniens	Og 2	Og 2a	Og 3	Kr 1	Kch 2	Kch 1	Og 1	Fr. Br.	Og 4	Og 5	Og 6	Hb 1	Kch Fi 1	Kg 1
CERITHIACEA																														
Turritella aff.*acuta* Briart & Cornet, 1873 [II 100]																				X			X							
T. (Haustator) aff.*montensis* Briart & Cornet, 1873 [II 101]										X					X							X								
Turritella (Haustator) quadrifasciata (Traub, 1938) [II 102]										X													X							
Lemintina rugosa Traub, 1980 [III 32]								X	X	X																				
Melanopsis sodalis Deshayes, 1864 [I 75]																													X	
M. ancillaroides Deshayes var. *alpina* Traub, 1938 [I 76]																													X	
Metacerithium epicretaceum Traub, 1938 [I 76]		X																												
Metacerithium paleocaenicum Traub, 1938 [I 77]						X			X																					
Pirenella sp. [III 33]																														
Pyrgulifera bicarinata Traub, 1938 [I 74]																													X	
Cerithiella (Cerithiella) goetzingeri Traub, 1980 [III 34]										X	X																			
Seila cf.*meeki* (Wade, 1926) [III 35]										X		X	X																	
Clava (Semivertagus) kroisbachensis Traub, 1984 [V 14]		X									X		X								X									
EULIMACEA																														
Melanella (Polygyreulima) cf.*vicina* (Br. & C., 1873) [III 36]																						X								
EPITONIACEA																														
Amaea (Confusiscala) maxima Traub, 1980 [III 36]									X																					
Scala sp. indet. [I 67]									X																					
HIPPONICACEA																														
Hipponix (Hipponix) sublineatus Traub, 1984 [V 15]	X																													
CALYPTRAEACEA																														
Calyptraea (C.) cf.*suessoniensis* (d'Orb., 1850) [III 37]										X		X	X		X				X			X								
Sigmesalia krachi Traub 1979 [II 103]						X																								
Xenophora (Trochotugurium) gravesiana d'Orb., 1850 [I 72]									X																					
STROMBACEA																														
Drepanocheilus granicarinatum (Traub, 1938) [I 77]		X			X							X										X							(X)	
Aporrhais (Araeodactylus) fuggeri (Traub, 1938) [II 104]		X				X	X		X	X																				
Tibia (Calyptrophorus) cf.*houzeaui* (Br. & C., 1877) [III 38]						X																								
Tibia (Calyptrophorus) detracta (Traub, 1938) [I 78]				X	X																								X	
Tibia (Calyptrophorus) sp. [I 79]									X																					
NATICACEA																														
Ampullina curta Traub, 1979 [II 104]									X						X															
Ampullina haunsbergensis Traub, 1938 [I 71]		X	X																			X								
Ampullospira austriaca (Traub, 1938) [I 70]				X	X	X	X	X	X																	X				
Natica wateleti Briart & Cornet, 1873 [I 69]		X						X	X	X	X	X		X															X	
Natica sp.indet.I [I 70]									X																					
Natica sp.indet.II [I 70]									X																					
CYPRAEACEA																														
Bernaya (Bernaya) kroisbachensis Traub, 1981 [IV 49]									X	X									X											
Bernaya (Bernaya) peschli Traub, 1981 [IV 49]																												X		
TONNACEA																														
Plesiotriton sp. [VI 93]																													(X)	
Ficopsis (Ficopsis) schaeferi Traub, 1984 [V 16]													X									X	X							
Ficus (Priscoficus) ventricosus Traub, 1984 [V 16]					X				X																					
Ficus (Priscoficus) intermedius Melleville, 1843 [I 84]		X		X	X				X															X						
CYMATICACEA																														
Charonia multinodosa Traub, 1979 [II 105]									X	X																X				
Charonia (Sassia) angusta Traub, 1979 [II 106]										X		X										X								

Tab. 3 (Forts.)

	Profil Kroisbach Kch 3 - Kch 14																Einzelvorkommen													
	ob. Dan			Thanet					unteres Ilerd							ob. Ilerd	? ob. Dan	? ob. Dan	? Thanet	unt. Thanet	unt. O-Thanet	ob. O-Thanet	?O-Th./?U-Ilerd	? unt. Ilerd	? ob. Ilerd					
	angulata -Z.			pusilla -Z.			pse -Z.		velascoensis-Z.																					
	Kch 3	Kch 4	Kch 5	Kch 6	Kch 7	Kch 8	Kch 9	Kch 10	Kch 11	Kch 11a	Kch 11b	Kch 12	Kch 12a	Kch 13	Kch 14	Craniens	Og 2	Og 2a	Og 3	Kr 1	Kch 2	Kch 1	Og 1	Fr. Br.	Og 4	Og 5	Og 6	Hb 1	Kch Fi 1	Kg 1
NEOGASTROPODA																														
MURICACEA																														
Poirieria braumuelleri Traub, 1979 [II 107]										x																				
?Poirieria levis Traub, 1979 [II 107]						x																								
Hexaplex (Paziella) robusta Traub, 1980 [III 39]										x																				
BUCCINACEA																														
Astyris (Astyris) balzari Traub, 1981 [IV 50]												x																		
Parvisipho (Parvisipho) preyi Traub, 1980 [III 39]															x															
Parvisipho (Parvisipho) freytagi Traub, 1980 [III 40]																							x							
?Cyrtochetus sp. [I 83]										x																				
Sycostoma distans (Traub, 1981) [IV 51]		x																					x							
Cominella supracostata Traub, 1938 [I 80]																													x	
Metula (Celatoconus) reticularis Traub, 1938 [I 84]									x	x	x	x		x																
Siphonalia tricarinata Traub, 1984 [V 17]									x																					
Tritonidea conoidea Traub, 1938 [I 82]																													x	
Suessonia iuvavica Traub, 1979 [II 108]												x									x	x	x							
?Mitrella concava Traub, 1989 [VI 94]															x							x	x							
Hinia (?Caesia) oichingensis Traub, 1984 [V 18]																							x							
Melongena (Cornulina) austriaca Traub, 1980 [III 41]										x																				
Clavilithes hagni Traub, 1979 [II 109]										x					x															
Clavilithes (Rhopalithes) superbus Traub, 1938 [I 89]		x			x																			x					x	
Aquilofusus (Aquilofusus) wendti Traub, 1989 [VI 94]				x																										
Pseudoliva rosenkrantzi Traub, 1979 [II 110]										x		x			x					x		x	x							
Pseudoliva robusta Briart & Cornet, 1870 [II 111]				x		x			x	x																			x	
Pseudoliva serrata Traub, 1938 [I 80]			x			x																							x	
VOLUTACEA																														
?Voluta supplicata Traub, 1981 [IV 53]									x																					
Strepsidura sp. [I 86]																													x	
Ancilla (Baryspira) excavata Traub, 1989 [VI 95]											x				x															
Ancilla flexuosa Koenen, 1885 [I 93]	x	x	x			x						x									x	x								
Tudicula cassidariformis Traub, 1938 [I 85]	x				x	x	x		x			x																	x	
Tudicla (Sceptrum) zottmaieri Traub, 1979 [II 112]										x																				
Afer uhli Traub, 1979 [II 112]				x																										
?Diconomorpha sp. [III 42]									x																					
Athleta (Volutospina) elevata Sowerby, 1840 [I 92]				x	x	x			x																				x	
Cryptochorda (C.) ventricosa Traub, 1981 [IV 52]										x													x							
Volutilithes undulosus Traub, 1938 [I 90]						x	x		x																					
Volutilithes cf.*nodifera* Koenen, 1885 [I 91]		x																												
Montia (M.) inaequiplicata (Briart & Cornet, 1870) [IV 54]			x	x	x				x																					
Montia (Montia) boehmi Traub, 1981 [IV 54]										x																				
Cancellaria (Kroisbachia) haunsbergensis Traub, 1989 [VI 97]																						x								
Admete (Bonellitia) latecostata Traub, 1938 [I 94]		x																												
Unitas scalata Traub, 1989 [VI 98]													x									x	x							
Unitas oichingensis Traub, 1984 [V 6]												x																		
Narona (Sveltia) tricarinata Traub, 1979 [II 114]		x								x										x	x								x	
MITRACEA																														
Vexillum (Conomitra) subcostatum Traub, 1979 [II 113]															x															
Vexillum (?Uromitra) kroisbachense Traub, 1989 [VI 96]																						x								
CONACEA																														
Turricula steinbacherae Traub, 1979 [II 115]		x		x						x																				
Surcula (Ancistrosyrinx) terebralis, var.alpina Traub [I 95]		x																												
Surculites (Clinura) bilineatus Traub, 1980 [III 42]									x																					
Pleurotoma (Hemipleurotoma) juvavica Traub, 1938 [I 94]												x																		
Pleurotoma (Hemipleur.) kroisbachensis Traub, 1938 [I 95]											x											x								
Exilia cf.*crassistria* (v. Koenen, 1885) [III 43]		x					x																							
Exilia trifasciata Traub, 1938 [I 90]												x																		
Borsonia (Cordieria) coemansi Briart & Cornet, 1870 [II 116]										x					x								x							
Genota staadti Cossmann 1910/13 [I 96]														x																

Tab. 3 (Forts.)

	Profil Kroisbach Kch 3 - Kch 14																Einzelvorkommen														
	ob. Dan			Thanet					unteres Ilerd							ob. Ilerd	? ob. Dan	? ob. Dan	? Thanet	unt. Thanet	unt. O-Thanet	ob. O-Thanet	?O-Th./?U-Ilerd	? unt. Ilerd	? ob. Ilerd					
	angulata -Z.			pusilla -Z.			pse -Z.		velascoensis-Z.																					
	Kch 3	Kch 4	Kch 5	Kch 6	Kch 7	Kch 8	Kch 9	Kch 10	Kch 11	Kch 11a	Kch 11b	Kch 12	Kch 12a	Kch 13	Kch 14	Craniens	Og 2	Og 2a	Og 3	Kr 1	Kch 2	Kch 1	Og 1	Fr. Br.	Og 4	Og 5	Og 6	Hb 1	Kch Fi 1	Kg 1
O P I S T H O B R A N C H I A																														
PYRAMIDELLACEA																														
Chrysallida coniuncta Traub, 1981 [IV 55]													x							x										
Chrysallida (Parthenina) depressa Traub, 1981 [I 56]													x																	
Chrysallida (Perparthenina) robusta Traub, 1981 [I 57]										x	x											x								
Odostomia (Brachystomia) brevis Traub, 1981 [IV 57]												x										x								
Odostomia kroisbachensis Traub, 1989 [VI 86]																				x		x								
Odostomia sp. [V 19]																						x								
Syrnola sp. [IV 58]										x		x										x	x							
Creonella cf.*subangulata* Sohl, 1964 [IV 58]		x								x													x							
ACTEONACEA																														
Acteon tenuiplicatus Briart & Cornet, 1886 [III 44]												x																		
Tornatellaea (T.) parisiensis (Deshayes, 1864) [VI 99]																													x	
Ravniella rosenkrantzi Traub, 1989 [VI 100]		x	x					x	x			x	x								x	x							x	
Actaeonidea (Crenilabium) aff.*elata* v.Koenen [I 97]			x																		x									
Ringicula laevis Roedel, 1937 [VI 101]																						x								
Ringicula (Ringiculina) cylindrata Traub, 1984 [V 20]		x																												
Ringicula (Ringiculella) haunsbergensis Traub, 1938 [I 98]		x							x												x							x		
Gilbertina nuda Traub 1981 [IV 60]										x			x																	
Gilbertina sphaeroides Traub, 1938 [I 100]		x																				x	x							
Eriptycha actaeoniformis (Netschaev, 1897) [IV 59]																							x				x		x	
THILINACEA																														
Acteocina kroisbachensis Traub, 1980 [III 45]																			x	x		x	x							
Roxania mediolaevigata Traub, 1938 [I 100]																													x	
Roxania raristriata Briart & Cornet, 1887 [I 101]		x																											x	
Roxania ventricosa Traub, 1938 [I 101]		x																												
B A S O M M A T O P H O R A																														
ELLIOBACEA																														
Pythia sphaeroides Traub, 1938 [I 102]							x																							
S T Y L O M M A T O P H O R A																														
CLAUSILIACEA																														
Rillyopsis inopinata (Traub, 1938) [I 102]									x																					

Tab. 3: Die Gastropoden des Haunsberges und ihre stratigraphische Einstufung entsprechend der internationalen Foraminiferen-Plankton-Stratigraphie. Systematische Anordnung der Gastropoden vorwiegend nach LINDNER 1990; Plankton-Foraminiferen-Zonierung und stratigraphische Einstufung der Fundpunkte nach KUHN (1992) und KUHN & WEIDICH (1987); Zuordnung der Plankton-Stratigraphie zu den Tertiär-Stufen in Anlehnung an CAVELIER & POMEROL (1986).
In eckigen Klammern hinter den Gattungs- und Artnamen: Hinweise auf Veröffentlichungsjahr und Seite: I: TRAUB 1938; II: TRAUB 1979; III: TRAUB 1980; IV: TRAUB 1981; V: TRAUB 1984; VI: TRAUB 1989. Bei mehrfacher Bearbeitung ist jeweils die letzte Publikation angegeben.

GÖTZINGER, G. (1929): Aufnahmebericht über Blatt Salzburg (4850). - Verh. Geol. B. A., **1929**: 66; Wien.

GÖTZINGER, G. & VETTERS, H. (1921): Gutachten über die geologischen Verhältnisse des Freischurfgebietes: Oberndorf - Haunsberg und Elixhausen - Hallwang. Nicht veröffentlicht. Zitiert in K. GÖTZINGER 1936.

GÖTZINGER, K. (1936): Eine neue Eozänfauna im Haunsberggebiet. - Verh. Geol. B.-A., **1936**: 93-95; Wien.

GOHRBRANDT, K. (1963): Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. 1. Teil: Paleozän und tiefes Untereozän. Mit Beiträgen von A. PAPP (Großforaminiferen) und H. STRADNER (Nannoplankton). - Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**: 1-116, 7 Abb., 11 Taf.; Wien.

HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau / östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18**: 167-235, 5 Abb., Taf. 13-16; München.

HAGN, H. & WELLNHOFER, P. (1972): Der Kressenberg - eine berühmte Fossillagerstätte des bayerischen Alpenvorlandes. - Jb. Ver. z. Schutze Alpenpflanzen u. -Tiere, **38**: 1-35, 8 Abb., Taf. 1-4; München.

KOLLMANN, H. A. & PEEL, J. S. (1982): Paleocene gastropods from Nûgssuag, West Greenland. - Bull. Grønl. Geol. Unders., **146**: 115 S., 259 Abb.; København.

KRACH, W. (1963): Mollusca of the Babica clays (Paleocene) of the Middle Carpathians, Pt. I. Gastropoda. - Studia Geologica Polonica, **14** (1): 1-152, 24 Abb., Taf. 1-27; Warszawa.

KÜHN, O. & TRAUB, F. (1967): Die Korallen des Paleozäns von Österreich. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **7**: 3-21, 2 Taf.; München.

KUHN, W. (1992): Paleozäne und untereozäne Benthos-Foraminiferen des bayerischen und salzburgischen Helvetikums - Systematik, Stratigraphie und Palökologie. - Münchner Geowiss. Abh., A, **24**: 1-224, 6 Abb., 7 Tab., 38 Taf.; München 1992.

KUHN, W. & KIRSCH, K.-H. (1992): Ein Kreide/Tertiär-Grenzprofil aus dem Helvetikum nördlich von Salzburg (Österreich). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **32**: 23-35, 3 Abb., 1 Taf.; München.

KUHN, W. & WEIDICH, K. F. (1987): Neue mikropaläontologische Erkenntnisse aus dem Haunsberg-Helvetikum (Salzburg, Österreich). - Paläont. Z., **61** (3/4): 181-201, 7 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

LINDNER, G. (1990): Muscheln und Schnecken der Weltmeere. Aussehen, Vorkommen, Systematik. - 3. Aufl., 256 S., 1257 Abb.; München, Wien, Zürich (BLV).

MAKARENKO, D. E. (1976): Gastropoden des Unterpaleozäns der Nord-Ukraine (in russ.). - Akad. Nauk Ukrain. SSR, Inst. Geol. Nauk: 1-180, 10 Abb., Taf. 1-18; Kiev (Naukova Dumka).

MÜLLER, A., STRAUCH, F. & WELLE, J. (1991): Die marinen Faunen des Tertiärs aus den Schächten des Steinkohlenbergbaues der Niederrheinischen Bucht. Teil 1: Zur tertiären Fauna des Schachtes Erkelenz. - Decheniana, Beih., **30**: 236 S., 4 Abb., 5 Tab., 31 Taf.; Bonn.

NETSCHAEV, A. (1897): Die Fauna der Eozänablagerungen an der Wolga unterhalb Saratow (in russ.). - Trudy Obshch. Estestv. Imp. Kazansk. Univ., **32**: 1-247, 10 Taf.; Kazan.

NORDSIECK, H. (1985): Zwei neue Gattungen alttertiärer Clausilien (Gastropoda: Stylommatophora). - Heldia, **1** (3): 83-87, Taf. 11; München.

RASMUSSEN, H. W. (1972): Lower Tertiary Crinoidea, Asteroidea and Ophiuroidea from northern Europe and Greenland. - Biol. Skr. Vid. Selsk., **19** (7): 83 S., 5 Abb., 14 Taf.; København.

RAVN, J. P. J. (1939): Études sur les Mollusques du Paléocène de Kopenhague. - Mus. Mineral. Geol. Univ. Copenhague, Comm. Paléont., **60**: 1-106, Taf. 1-4; Copenhague.

TRAUB, F. (1936): Beitrag zur Kenntnis der helvetischen Kreide-Eocänserie nördlich von Salzburg. - Zbl. Min. etc., Abt. B, **1936** (1): 12-15; Stuttgart.

TRAUB, F. (1938): Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel, nördlich von Salzburg. - Palaeontographica, A, **88**: 1-107, 2 Abb., 8 Taf., 1 geol. Karte, 3 Prof.; Stuttgart.

TRAUB, F. (1953): Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg nördlich von Salzburg. - Geologica Bavarica, **15**: 5-38, 4 Abb.; München.

TRAUB, F. (1979): Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich Salzburg (mit einem mikropaläontologischen Beitrag von H. HAGN). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **19**: 93-123, 1 Abb., Taf. 12-18; München.

TRAUB, F. (1980): Weitere Paläozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg. 1. Fortsetzung. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20**: 29-49, Taf. 4-6; München.

TRAUB, F. (1981): Weitere Paleozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich Salzburg. 2. Fortsetzung. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21**: 41-63, Taf. 10-11; München.

TRAUB, F. (1982): Eine neue paleozäne Sepiide aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **22**: 35-39, 1 Abb., Taf. 2; München.

TRAUB, F. (1984): Weitere Paläozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg. 3. Fortsetzung. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **24**: 3-26, 3 Taf.; München.

TRAUB, F. (1989): Weitere Paläozän-Gastropoden aus dem Helvetikum des Haunsberges nördlich von Salzburg. 4. Fortsetzung. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **29**: 85-108, 3 Taf.; München.

TRAUB, F. (1990): Zur Geologie und Stratigraphie der paläozänen Oichinger Schichten im Helvetikum des Haunsberges, nördlich von Salzburg, Österreich. - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **30**: 137-147, 2 Abb., 1 Tab.; München.

VAVRA, N. (1988): *Actinopora complicata* (VISKOVA & ENDELMAN (Cyclostomata), eine seltene Bryozoe aus dem Helvetikum (Paleozän) des Haunsberges (N Salzburg, Österreich). - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **28**: 49-55, 4 Abb.; München.

WEIDERT, W. K. (Hrsg., 1988): Klassische Fundstellen der Paläontologie, Bd. 1: 21 Fundgebiete und Aufschlüsse in der Bundesrepublik Deutschland und Österreich. - 208 S.; Korb (Goldschneck Verlag).

WENZ, W. (1938-1944): Handbuch der Paläozoologie, Bd. 6: Gastropoda, Teil 1. Allgemeiner Teil und Prosobranchia. - 1639 S., 4211 Abb.; Berlin (Bornträger) (Nachdruck 1960-1962).

WENZ, W. & ZILCH, A. (1959-1960): Handbuch der Paläozoologie, Bd. 6, Gastropoda, Teil 2, Euthyneura. - 834 S., 2515 Abb.; Berlin (Bornträger).

Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	379–387	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Ungewöhnlicher Eintrag von Fisch-Otolithen in rezente Sedimente bei Helgoland durch Silbermöwen (*Larus argentatus*)

Von

ERLEND MARTINI & BETTINA REICHENBACHER*)

Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel

KURZFASSUNG

17 Fischarten wurden mit Hilfe von Otolithen in Sedimenten und in Speiballen von Silbermöwen (*Larus argentatus*) an der Nordküste von Helgoland nachgewiesen. Gadidae (Schellfische) stellen mit ca. 75% den Hauptanteil dar, dann folgen Pleuronectidae (Schollen) mit 11%. Aufgrund der abgeleiteten Größe und der Lebensgewohnheiten der nachgewiesenen Arten kann die Masse der Fische nicht von den Silbermöwen selbst gefangen worden sein, sondern stellt erbeuteten Abfall und Beifang der Fischerei in der südöstlichen Nordsee dar. Dadurch wird der Eintrag von Fisch-Otolithen in die Sedimente um Helgoland drastisch erhöht und die so überlieferte Fauna gegenüber der Zusammensetzung der ortsansässigen Fischfauna verfälscht.

ABSTRACT

17 species of fishes were identified on basis of otoliths in sediments and in pellets of Herring Gulls (*Larus argentatus*) at the northern shore of Heligoland. Gadidae (Cod fishes) are with approximately 75% the most common fishes identified, followed by the Pleuronectidae (Flatfishes) with 11%. However, according to their sizes and normal habitats most of the fishes could not be captured by the Herring Gulls themselves, but were taken from offal and the by-catch of the fishery in the southeastern North Sea. This amounts to an anusual input of fish otoliths into the sediments around Heligoland and to a falsification against the original fish fauna.

1. EINLEITUNG UND VORLIEGENDES MATERIAL

In den Schädelkapseln der meisten Knochenfische (Teleostier) befinden sich in speziellen Ausbuchtungen 3 Paare von aragonitischen Ausscheidungen, die vorzugsweise dem Gleichgewichtsempfinden dienen. Auf diese als Otolithen bezeichneten Gebilde und ihre Bedeutung in der Paläontologie machte bereits KOKEN (1884) aufmerksam. Im allgemeinen sind die in der als Saccula bezeichneten Ausbuchtung befindlichen Sagitten die größten der 3 Otolithen-Paare. Sie lassen arttypische Merkmale erkennen und zeigen zyklische Zuwachsraten. Dadurch können sie zur Art- und Altersbestimmung von Fischen eingesetzt werden, d. h. fossile Fisch-Gemeinschaften sind rekonstruierbar. Gelegentlich wird auch der wesentlich kleinere, aus dem Utriculus stammende Lapillus in Sedimenten und in Fischresten gefunden.

Auf die Wichtigkeit von Fisch-Otolithen bei der rezenten Nahrungsanalyse von Lariden (Möwen) wiesen erstmals VAUK & GRÄFE (1961) hin. Entsprechende Untersuchungen an Raubseeschwalben (*Hydroprogne caspia*) und Westmöwen (*Larus occidentalis*) in Kalifornien basierten im wesentlichen auf der Bestimmung von Otolithen (MARTINI 1964a, 1966). Desglei-

*) Prof. Dr. ERLEND MARTINI, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Senckenberg-Anlage 32-34, D-60325 Frankfurt am Main, Dr. BETTINA REICHENBACHER, Geologisches Institut der Universität, Kaiserstraße 12, D-76131 Karlsruhe

chen wurden zur Bestimmung des Fischanteils in der Nahrung verschiedener Silbermöwen-Populationen (*Larus argentatus*) in Norddeutschland Otolithen benutzt (u. a. LÖHMER & VAUK 1969). Fisch-Otolithen wurden auch bei der Nahrungsanalyse von Pelikanen (DIXON 1971) und Kormoranen (AINLEY, ANDERSON & KELLY 1981, DUFFY & LAURENSON 1983) erfolgreich eingesetzt.

Durch Abgabe von Speiballen und/oder Kot mit Fisch-Otolithen in der Umgebung von Brut- und Rastplätzen der oben erwähnten Vögel können diese Fischreste sekundär in den Sedimenten angereichert werden. Im Rahmen seiner „Aktuopaläontologischen Beobachtungen" berichtete SCHÄFER (1966) von einer derartigen Otolithen-Anreicherung durch Silbermöwen (*Larus argentatus*) auf Helgoland und diskutierte den Eintrag dieser Hartteile in die rezenten Sedimente. Er nannte Wittling (*Merlangius merlangus*), Dorsch (*Gadus morhua*), Scholle (*Pleuronectes platessa*), Steinbutt (*Scophthalmus maximus*) und Seezunge (*Solea solea*) als Fanggut, machte jedoch keine Angaben über die Anteile dieser Arten in der Gesamtfischnahrung der Silbermöwen. Als Hauptnahrungsquelle sah er den Beifang und die Verarbeitungsmethoden der Fischer in den helgoländer Gewässern an, die es den Möwen ermöglichten, auch an Reste von größeren Fischen zu gelangen.

Nach SCHÄFER (1966) und eigenen Beobachtungen hielten sich in den Sommermonaten der 60er-Jahre zu bestimmten Tageszeiten Trupps von 100 bis 150 Silbermöwen auf der Nordmole auf und gaben Speiballen mit Fischresten an die Umgebung als Verdauungsprodukte ab. In den 70er-Jahren lagen die Zahlen deutlich höher und erreichten im November/Dezember über 1000 Exemplare auf Gesamt-Helgoland (LÖHMER & VAUK 1984).

Grundlage für die nachfolgenden Untersuchungen über die Fischarten und deren Anteile, die den rezenten Sedimenten von Helgoland durch die Silbermöwen zugeführt werden, bildeten Aufsammlungen, die am 20.8.1968 und am 21.8.1968 im Bereich der Nordmole von Helgoland (Abb. 1) auf der Mole selbst und am Molenfuß vorgenommen wurden. Eine willkürlich zusammengekratzte, Fischreste enthaltende Probe vom Molenfuß (20.8.1968) enthielt bei einem Trockengewicht von 975 g einen Fischrest-Anteil von 270 g in Form von Wirbeln, Gräten usw. und 5 g an Otolithen. Zur Feststellung des Otolithen-Anteils in einzelnen Speiballen wurden am 21.8.1968 zusätzlich Einzel-Speiballen und Ergänzungsproben von der Mole und vom Molenfuß eingesammelt.

Die Bestimmung der Sagitten (Slg. MARTINI) wurde nach HÄRKÖNEN (1986) und eigenem Vergleichsmaterial durchgeführt. Für die Unterstützung bei der Aufsammlung danken wir Frau Dr. C. MÜLLER (Paris), für Hinweise und Diskussion



Abb. 2: Silbermöwen-Speiballen aus Fischwirbeln, zerbrochenen Otolithen von *Merlangius merlangus* und Gräten bestehend. Helgoland-Nordmole, 21.8.1968. Vergrößerung 1,3 fach.



Abb. 1: Nordmole von Helgoland mit rastenden Silbermöwen (*Larus argentatus*). Aufnahme 21.8.1968.

Herrn Dr. W. SCHWARZHANS (Duisburg) und für fotografische und rasterelektronenmikroskopische Arbeiten Herrn B. KAHI und Herrn Dipl.-Geol. W. SCHILLER (beide Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Frankfurt am Main).

2. BESCHREIBUNG DER GEFUNDENEN FISCH-OTOLITHEN

Sämtliche Otolithen der Aufsammlungen von der helgoländer Nordmole wurden isoliert und nach Möglichkeit bestimmt. Eine Übersicht gibt Spalte 1 der Tabelle 1. Ein Teil der Sagitten, insbesondere die der Gadiden (Schellfische) ist stark zerbrochen, was die Bestimmung und Zählung in einigen Fällen behindert. Trotzdem wurde versucht, auch Bruchstücke einzelnen Arten zuzuordnen. Sagitten-Bruchstücke, die nicht mehr artlich bestimmbar waren, wurden noch in Gadiden- und Nicht-Gadiden-Reste unterteilt. 2 Lapilli konnten ebenfalls artlich nicht bestimmt werden. Bei den Zahlenangaben wurden Sagitten-Bruchstücke als vollständige Stücke gezählt, wenn mehr als die Hälfte oder ein großes Mittelstück erhalten war. Teilstücke sind solche Reste, die kleinere Bruchstücke aus dem Mittelfeld und von Enden repräsentieren und möglicherweise zu einem größeren Bruchstück gehören könnten. Zur besseren Orientierung wird in der Beschreibung und in der Tabelle 1 die Familien-Nummer nach der Liste von NELSON (1984) angegeben. Die Angaben zu den Lebensräumen der nachgewiesenen Fische wurden aus WHITEHEAD et al. (1986) entnommen.

Familien-Nummer / Art		Helgoland				Amrum	Sylt	
		1	2	3	4	5	6	7
49	*Anguilla aoguilla*				●			
69	*Clupea harengus*	●						
	Sprattus sprattus	●						
174	*Gadus morhua*	■	■	■	▲	●	■	■
	Trisopterus minutus	■		■	▲			
	Melanogrammus aeglefinus			▲	●		●	●
	Merlangius merlangus	■	■	■	■	●	▲	●
	Micromesistius poutassou	■		●			●	●
	Pollachius virens	■		▲			■	▲
202	*Belone belone*						●	●
259	*Siphonostoma typhle*			●				
268	*Eutrigla gurnardus*	▲						
276	*Cottus scorpius*			●				
280	*Agonus cataphractus*				●		●	●
306	*Trachurus trachurus*	●						
366	*Anarrhichas lupus*			●				
398	*Hyperoplus lanceolatus*	■						
	Ammodytes marinus	■						
403	*Pomatoschistus minutus*	●					■	■
414	*Scomber scombrus*	●		▲				
434	*Scophtalmus maximus*		▲					
435	*Pleuronectes platessa*	●			●	●	■	■
	Platichthys flesus						●	●
	Limanda limanda	■		■	●		■	■
	Microstomus kitt	●						
437	*Solea solea*	●	▲	●			▲	▲
	unbest. Gadiden-Reste	■		●		■	●	
	unbest. Nicht-Gadiden-Reste	▲						
	unbest. Lapilli	●						

Tab. 1: Arten und Häufigkeit von Fisch-Otolithen in frischen und zusammengespülten Nahrungsresten von Silbermöwen (*Larus argentatus*) auf Helgoland (1: vorliegende Untersuchung, 2: SCHAFER 1966, 3: LÖHMER & VAUK 1969, 4: LÖHMER & VAUK 1970), auf Amrum (5: VAUK & LÖHMER 1969) und auf Sylt (6: HARTWIG & SOHL 1975, 7: HARTWIG & SÖHL 1979).

Kreis: 1-3 Exemplare, Dreieck: 4-10 Exemplare, Rechteck: mehr als 10 Exemplare.

Familie Clupeidae (Nr. 69)

Clupea harengus LINNAEUS 1758 (Hering)

M a t e r i a l : 1 Sagitta.

B e m e r k u n g : Die Sagitta kann trotz der unvollständigen Erhaltung aufgrund der guten Übereinstimmung mit dem zur Verfügung stehenden rezenten Vergleichsmaterial als *Clupea harengus* bestimmt werden. Der Hinterrand der Sagitta zeigt die für die Art charakteristische mediane Einkerbung, der Dorsalrand ist gelappt und der Ventralrand schwach gewölbt.

L e b e n s r a u m : Von der Küste bis in 200 m Tiefe, Jungfische halten sich überwiegend in seichtem Wasser auf.

Sprattus sprattus (LINNAEUS, 1758) (Sprotte)

Taf. 1, Fig. 7

M a t e r i a l : 2 Sagitten.

M a ß e (in mm): L = 1,64/1,68; H = 1,04/1,0; L/H = 1,6/1,7.

Beschreibung: Verhältnismäßig flache und dünne Sagitten mit zerlapptem, leicht konvexen Ventralrand und gewölbtem, gleichfalls mehr oder weniger zerlapptem Dorsalrand. Der Hinterrand ist mit einer Kerbe vom Dorsalrand abgesetzt und stumpf zugespitzt. Das kräftige Rostrum springt weit hervor und endet stumpf, ein Antirostrum ist angedeutet. Der vorne offene, breite Sulcus erstreckt sich bis nahe an den Hinterrand, die Cauda ist nur undeutlich geschlossen. Das Ostium ist gegenüber der Cauda vertieft, die leistenförmige Crista inferior sehr kräftig entwickelt, die Crista superior angedeutet. Eine Ventrallinie ist nicht erkennbar, die halbmondförmige Area nur wenig eingetieft.

B e m e r k u n g : Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge adulten Fischen von etwa 10 cm Totallänge zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

L e b e n s r a u m : Überwiegend in küstennahen, flachen Gewässern, selten auch in küstenfernen Gewässern verbreitet.

Familie Gadidae (Nr. 174)

Gadus morhua LINNAEUS 1758 (Dorsch)

Taf. 1, Fig. 1-2

M a t e r i a l : 79 Sagitten, 19 Teilstücke.

M a ß e (in mm): L = 9,0-11,5; H = 4,0-5,3; L/H = 2,2-2,3.

B e s c h r e i b u n g : Längliche Sagitten mit leicht konvexer Innenseite und konkaver, durch zahlreiche längliche Seg-

mente stark gegliederte Außenseite. Dorsal- und Ventralrand kräftig gekerbt, Hinterrand stumpf zugespitzt, Vorderrand schräg von vorne/unten nach hinten/oben verlaufend. Der gerade, verhältnismäßig breite, vorne und hinten geschlossene Sulcus erstreckt sich nahezu über die gesamte Länge der Sagitta. Am Übergang Ostium-Cauda ist er eingeschnürt, die Cauda ist deutlich länger als das Ostium. Die Crista inferior ist gut entwickelt, die Crista superior etwas schwächer ausgeprägt. Der Sulcus ist durch zahlreiche Colliculi ausgefüllt (nach HÄRKÖNEN).

B e m e r k u n g : Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge noch nicht ganz ausgewachsenen Fischen von einer Totallänge zwischen 25 und 40 cm zugeordnet werden.

L e b e n s r a u m : Gelegentlich in Küstennähe, in der Regel jedoch in 150-200 m Wassertiefe, auch in Tiefen von über 600 m.

Trisopterus minutus (LINNAEUS 1758) (Zwergdorsch)
Taf. 1, Fig. 4-6

M a t e r i a l : 24 Sagitten und 5 Teilstücke.

M a ß e (in mm): L = 6,8-9,2; H = 3,0-4,2; L/H = 2,1-2,3.

Beschreibung: Tropfenförmige, nach hinten spitz zulaufende Sagitten mit stark konvexer Innenseite und ebener bis konkaver, mit großen Höckern besetzter Außenseite. Der supramedian gelegene, längliche Sulcus erstreckt sich nahezu über die gesamte Sagitta und ist deutlich in ein kürzeres Ostium und eine längere Cauda gegliedert. Die Ventrallinie ist tief eingeschnitten, die Area lang, schmal und seicht.

B e m e r k u n g : Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge zum Teil adulten Fischen, zum Teil Jungfischen von einer Totallänge zwischen 14 und 20 cm zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

L e b e n s r a u m : In Tiefen zwischen 30 und 300 m, kleine Jungfische sind auch an den Küsten in seichtem Wasser verbreitet.

Merlangius merlangus (LINNAEUS 1758) (Wittling)
Taf. 1, Fig. 3

M a t e r i a l : 134 Sagitten und 63 Teilstücke.

M a ß e (in mm): L = ca. 6,0-12,0; H = 2,3-4,5; L/H = 2,6-2,9.

Beschreibung: Lange, schmale, nach hinten spitz zulaufende, sehr dünne Sagitten. Innenseite plan, Außenseite leicht konkav und mit zahlreichen länglichen Höckern besetzt. Die Ränder sind stark gekerbt, ein Rostrum ist nicht erkennbar. Der schmale, sich annähernd über die gesamte Länge der Sagitta erstreckende Sulcus ist in ein verhältnismäßig kurzes Ostium und eine lange Cauda gegliedert.

B e m e r k u n g : Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge Jungfischen bis etwa 20 cm Totallänge zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

L e b e n s r a u m : Über sandigem oder tonigem Untergrund, in Tiefen zwischen 30 und 100 m. Junge Fische leben in flachen, küstennahen Gewässern in 5 bis 30 m Tiefe.

Micromesistius poutassou (RISSO 1826) (Blauer Wittling)

M a t e r i a l : 30 unvollständige Sagitten.

B e s c h r e i b u n g : Die vorliegenden Sagitten-Reste zeigen die charakteristischen Merkmale der Art: lanzenförmige Form mit mehr oder weniger geradem Dorsal- und Ventralrand, hinteres Ende geringfügig zugespitzt, vorderes Ende abgerundet oder abgestutzt, sehr ausgeprägte Ventrallinie. Der Sulcus ist kaum vertieft und umfaßt die Sagitta nahezu in ihrer gesamten Länge. Das verhältnismäßig kurze Ostium ist von der Cauda mit einem Knick abgesetzt und gegenüber der Cauda etwas nach oben verschoben, der Sulcus-Unterrand zeigt am Übergang Ostium-Cauda eine konkave Einbuchtung. Die Außenseite ist bei großen Sagitten fast glatt, bei kleinen dagegen in zahlreiche längliche Segmente zerlegt.

L e b e n s r a u m : Hochseefische, die sich in Wassertiefen zwischen 160 und 3000 m meistens in der mittleren Wassersäule aufhalten; Jungfische kommen auch in flachen Gewässern vor.

Pollachius virens (LINNAEUS 1758) (Kohler)

M a t e r i a l : 73 unvollständige Sagitten und 7 Teilstücke.

B e s c h r e i b u n g : Langgestreckte Sagitten mit konvexer Innenseite und konkaver, in kräftige, längliche Segmente zerlegter Außenseite. Dorsal- und Ventralrand zerlappt, Ventralrand mehr oder weniger gerade, Dorsalrand mit kleinem Medianknick versehen. Antirostrum klein und stumpf zugespitzt, Rostrum nahe am Ventralrand gelegen und abgerundet. Der lange, nur flach eingetiefte Sulcus ist in ein kleineres Ostium und eine größere Cauda gegliedert.

Tafel 1 Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen von Fisch-Otolithen aus Silbermöwen-Speiballen von der Nordmole auf Helgoland.

Fig. 1-2 *Gadus morhua* LINNAEUS 1758. - Fig. 1: Rechte Sagitta, Innenseite, x 6; Fig. 2: Rechte Sagitta, Außenseite, x 6,5.

Fig. 3 *Merlangius merlangus* (LINNAEUS 1758). - Rechte Sagitta, Innenseite, x 6.

Fig. 4-6 *Trisopterus minutus* (LINNAEUS 1758). - Fig. 4: Rechte Sagitta, Innenseite, x 8; Fig. 5: Linke Sagitta, Außenseite, x 7,5; Fig. 6: Linke Sagitta, Innenseite, x 7.

Fig. 7 *Sprattus sprattus* (LINNAEUS 1758). - Rechte Sagitta, Innenseite, x 33.

Fig. 8 *Eutrigla gurnardus* (LINNAEUS 1758). - Rechte Sagitta, Innenseite, x 17.

Fig. 9 *Trachurus trachurus* (LINNAEUS 1758). - Linke Sagitta, Innenseite, x 11.

Fig. 10 *Hyperoplus lanceolatus* (LESAUVAGE 1824). - Linke Sagitta, Innenseite, x 18.

Fig. 11 *Ammodytes marinus* RAITT 1934. - Linke Sagitta, Innenseite, x 20.

Fig. 12 *Pomatoschistus minutus* (PALLAS 1770). - Rechte Sagitta, Innenseite, x 30.

Fig. 13 *Solea solea* (LINNAEUS 1758). - Rechte Sagitta, Innenseite, x 14.

Fig. 14 *Limanda limanda* (LINNAEUS 1758). - Linke Sagitta, Innenseite, x 13,5



MARTINI, E. & REICHENBACHER, B.: Fisch-Otolithen in rezenten Sedimenten bei Helgoland

Tafel 1

L e b e n s r a u m : Küstennah und küstenfern; im allgemeinen halten die Fische sich nahe am Untergrund oder etwa in der Mitte der Wassersäule auf.

Familie Triglidae (Nr. 268)

Eutrigla gurnardus (LINNAEUS 1758) (Grauer Knurrhahn)
Taf. 1, Fig. 8

M a t e r i a l : 2 Sagitten und 4 Teilstücke.

Maße (in mm): L = 3,1/3,5; H = 2,2/2,6; L/H = 1,3-1,4.

B e s c h r e i b u n g : Sagitten von dreieckiger Form mit schwach konvexer Innenseite und konkaver Außenseite. Dorsalrand sehr stark gewölbt, Ventralrand nur leicht gewölbt, alle Ränder schwach gewellt. Das Rostrum ist stumpf zugespitzt und ragt gegenüber dem kleinen, gleichfalls stumpf zugespitzten und gut entwickelten Antirostrum weit hervor. Die tiefe, verhältnismäßig breite, etwa S-förmig geschwungene Cauda erreicht fast den Hinterrand der Sagitta und ist am Übergang Ostium-Cauda ein wenig eingeschnürt.

B e m e r k u n g : Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge noch nicht ganz ausgewachsenen Fischen von einer Totallänge zwischen 20 und 25 cm zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

L e b e n s r a u m : Vor allem in Küstennähe bis in 140 m Tiefe verbreitet. Meistens halten sie sich nahe am Boden über Sandgründen, seltener auch über steinigem Untergrund auf.

Familie Carangidae (Nr. 306)

Trachurus trachurus (LINNAEUS 1758) (Bastardmakrele)
Taf. 1, Fig. 9.

M a t e r i a l : 2 Sagitten.

M a ß e (in mm): L = 8,0; H = 3,8; L/H = 2,1.

B e s c h r e i b u n g : Längliche Sagitta mit geradem, etwas zerlapptem Dorsalrand und schwach gewölbtem Ventralrand sowie einem steil abfallenden, gewellten Hinterrand. Innenseite konvex, Außenseite konkav. Das kräftige Rostrum springt gegenüber dem abgerundeten Antirostrum weit hervor und endet mit stumpfer Spitze. Der Sulcus ist in ein kleines, V-förmig ausgeschnittenes Ostium und eine sehr lange, schmale, am Ende nach unten abbiegende Cauda gegliedert. Die Crista superior und Crista inferior sind in Form schmaler Leisten gut entwickelt. Eine Ventrallinie ist angedeutet, die ovale Area nur wenig vertieft.

B e m e r k u n g : Die vorliegenden Sagitten gehören vermutlich zu ein und demselben Fisch und können aufgrund ihrer Länge einem nahezu ausgewachsenen Fisch von etwa 25 cm Totallänge zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

L e b e n s r a u m : In 100-200 m Tiefe, gewöhnlich über Sandböden; auch pelagisch.

Familie Ammodytidae (Nr. 398)

Hyperoplus lanceolatus (LESAUVAGE 1824)
(Großer Sandspierling)
Taf. 1, Fig. 10

M a t e r i a l : 31 Sagitten.

M a ß e (in mm): L = 2,0-3,7; H = 1,0-1,8; L/H = 1,9-2,2.

B e s c h r e i b u n g : Lanzenförmige, nach vorne sich verjüngende Sagitten mit schwach konvexer Innenseite und planer Außenseite. Insgesamt ähnlich wie *A. marinus* oder *A. tobianus*, Antirostrum jedoch kaum entwickelt oder fehlend und Dorsal- und Ventralrand gegenüber den *Ammodytes*-Arten etwas flacher gewölbt.

B e m e r k u n g : Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge Jungfischen von einer Totallänge zwischen 10 und 20 cm zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

L e b e n s r a u m : Küstennah und küstenfern, bis 60 m Tiefe.

Ammodytes marinus RAITT 1934 (Sandaal)
Taf. 1, Fig. 11

M a t e r i a l : 20 Sagitten.

M a ß e (in mm): L = 2,5-3,3; H = 1,3-1,8; L/H = 1,7-2,2, meist 1,8-1,9.

B e s c h r e i b u n g : Länglich-ovale Sagitten mit schwach gewölbter Innenseite und planer Außenseite. Dorsal- und Ventralrand mäßig gewölbt, Hinterrand abgerundet oder median eingebuchtet, eine postdorsale Ecke kann entwickelt sein, kann aber auch fehlen. Alle Ränder verhältnismäßig glatt bis geringfügig gewellt. Das zugespitzte Rostrum ragt bei einigen Sagitten nur wenig, bei anderen Sagitten sehr deutlich gegenüber dem gut entwickelten bis zugespitzten Antirostrum hervor. Sulcus median bis leicht supramedian gelegen, etwa 2/3 der Sagitta umfassend. Cauda und Ostium etwa gleich groß, die Cauda endet rund, das Ostium mündet in die Rostrumspitze. Bei nahezu allen Sagitten sind im Bereich des Ostiums die Crista superior und Crista inferior sehr kräftig entwickelt. Ventralfeld stark gewölbt, Ventrallinie sehr deutlich ausgeprägt. Die Area ist lang und schmal und nur wenig vertieft.

B e m e r k u n g : Nach HÄRKÖNEN (1986) sind Sagitten der nahe verwandten Arten *A. marinus* RAITT, 1934 und *A. tobianus* LINNAEUS, 1758 nicht immer eindeutig voneinander unterscheidbar. Die hier verfügbaren Sagitten besitzen eine verhältnismäßig regelmäßige Form und ziemlich glatte Ränder, was für eine Zuordnung zu *A. marinus* spricht.

Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge zum Teil Jungfischen und zum Teil annähernd ausgewachsenen Fischen von einer Totallänge zwischen ca. 13 und 17 cm zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

L e b e n s r a u m : Küstenfern; im Sandboden begraben oder in Schulen frei schwimmend.

Familie Gobiidae (Nr. 403)

Pomatoschistus minutus (PALLAS 1770) (Sandgrundel)
Taf. 1, Fig. 12

Material: 3 Sagitten.

Maße (in mm): L = 0,8/1,0/1,0; H = 1,0/1,2/1,5; L/H = 0,7-0,8.

Beschreibung: Leicht abgerundete Sagitten. Dorsalrand gewölbt und mit Medianknick, posterodorsaler Lappen gut entwickelt. Seitenränder gewellt oder in der Mitte eingebuchtet, steil abfallend. Ventralrand gerade oder leicht nach vorne ansteigend.

Bemerkung: Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Höhe Jungfischen von einer Totallänge zwischen ca. 3 und 6 cm zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

Lebensraum: Auf sandigen oder tonig-sandigen Böden, im allgemeinen bis 20 m Tiefe, Jungfische auch in flachen Ästuaren.

Familie Scombridae (Nr. 414)

Scomber scombrus (LINNAEUS 1758) (Makrele)

Material: 2 unvollständige Sagitten.

Beschreibung: Die Sagitten zeigen den für die Art charakteristischen, tiefen, breiten, am Ende nach unten abknikkenden und nur wenig oberhalb des Ventralrandes endenden Sulcus. Der Ventralrand ist glatt, der Dorsalrand kräftig gelappt. Die Innenseite ist konvex, die Außenseite konkav.

Lebensraum: In 200-250 m Tiefe.

Familie Pleuronectidae (Nr. 435)

Pleuronectes platessa LINNAEUS 1758 (Scholle)

Material: 2 Sagitten.

Maße (in mm): L = 3,1/3,8; H = 2,0/2,9; L/H = 1,3-1,5.

Beschreibung: Rundliche, verhältnismäßig flache Sagitten mit sehr schwach konvexer Außen- und Innenseite. Dorsalrand kaum gewölbt, Ventralrand stark konvex mit Medianknick, Hinterrand breit gerundet. Rostrum wenig entwickelt und abgerundet, ein Antirostrum ist angedeutet. Der schmale Sulcus ist etwa median gelegen und kräftig eingetieft. Er ist in eine sehr kleine Cauda und ein schmales, längliches Ostium gegliedert, zwischen Cauda und Ostium ist ein kleiner Steg entwickelt.

Bemerkung: Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge Jungfischen von etwa 15 cm Totallänge zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

Lebensraum: Meistens in Küstennähe; von wenigen Metern bis in ca. 100 m Tiefe. Jungfische sind eher im Flachwasser verbreitet.

Limanda limanda (LINNAEUS 1758) (Kliesche)
Taf. 1, Fig. 14

Material: 35 Sagitten und 11 Teilstücke.

Maße (in mm): L = 3,0-5,3; H = 2,0-3,5; L/H =1,3-1,7.

Beschreibung: Längliche, ovale Sagitten mit leicht gewölbter Innenseite und fast flacher Außenseite. Dorsalrand unregelmäßig: glatt oder gewellt, bei einigen Stücken mit einer tiefen, vor der Mitte gelegenen Kerbe. Bei fast allen Stücken ist eine kleine, zipfelförmige Spitze am posterodorsalen Umgang entwickelt. Hinterrand im allgemeinen leicht bis kräftig gewellt, Ventralrand stark konvex. Rostrum gut entwickelt und abgerundet, nur bei wenigen Stücken ist ein Antirostrum angedeutet, sonst fehlt es. Der schmale, median gelegene, längliche Sulcus ist in ein schmales Ostium und eine geringfügig kürzere Cauda gegliedert. Am Übergang Ostium-Cauda ist ein breites, stegartig hervorstehendes Colliculum ausgeprägt.

Bemerkung: Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge teils Jungfischen, teils nahezu ausgewachsenen Fischen von einer Totallänge zwischen ca. 12 und 25 cm zugeordnet werden (nach HARKÖNEN 1986).

Lebensraum: Über Sandböden in einer Tiefe von wenigen Metern bis etwa 100 m.

Microstomus kitt (WALBAUM 1792) (Limande)

Material: 1 unvollständige Sagitta.

Bemerkung: Die Sagitta wird trotz der schlechten Erhaltung aufgrund der guten Übereinstimmung mit dem vorliegenden rezenten Vergleichsmaterial als *Microstomus kitt* bestimmt.

Lebensraum: Bevorzugt nahe der Küste über steinigem Untergrund in 20-200 m Tiefe.

Familie Soleidae (Nr. 437)

Solea solea (LINNAEUS 1758) (Seezunge)
Taf. 1, Fig. 13

Material: 3 Sagitten.

Maße (in mm): L = 1,6/1,7/2,6; H = 1,5/1,5/2,4; L/H = 1,1.

Beschreibung: Mehr oder weniger rundliche bis viereckige Sagitten mit sehr schwach gewölbtem Dorsal- und Ventralrand. Ränder glatt oder gekerbt, ein kleiner posterodorsaler Lappen ist angedeutet, der Hinterrand ist median leicht eingebuchtet. Charakteristisch ist der abgeschrägte anteroventrale Bereich. Der median gelegene, von einer Art Wall umgebene Sulcus ist in eine kleine Cauda und ein verhältnismäßig langes Ostium gegliedert.

Bemerkung: Die vorliegenden Sagitten können aufgrund ihrer Länge Jungfischen von einer Totallänge zwischen ca. 13 und 20 cm zugeordnet werden (nach HÄRKÖNEN 1986).

Lebensraum: Auf sandigen oder tonigen Böden, von der Küste bis in 200 m Tiefe.

3. DISKUSSION

Massensterben von Fischen können u. a. durch „red-tides" (Massenvermehrung und -sterben von Dinoflagellaten, Freisetzung von Giftstoffen und Sauerstoffmangel durch Verwesungsvorgänge), Salzgehaltsschwankungen und Sauerstoffmangel (flache Gewässer, starke Erhitzung durch Sonneneinstrahlung) verursacht werden (BRONGERSMA-SANDERS 1957, MARTINI 1984). Aufgrund von Verwesungsvorgängen und anschließender Frachtsonderung können dabei Otolithen besonders im küstennahen Bereich angereichert werden. Zahlreiche fossile Massenvorkommen von Fisch-Otolithen, z. B. die des mitteloligozänen „Stettiner Gesteins" (RICHTER 1928, MARTINI 1964b) werden so erklärt. Nach den Erfahrungen über Otolithen-Anreicherungen insbesondere durch Vögel (siehe SCHÄFER 1966, DIXON 1971, vorliegende Untersuchung) sollten Massenvorkommen von Fisch-Otolithen in Sedimenten auch unter dem Gesichtspunkt der sekundären Anreicherung durch Wirbeltiere (Fische, Vögel, Meeressäuger, Mensch; Lit. in HÄRKÖNEN 1986) betrachtet werden.

Die hier durch Otolithen nachgewiesene Fischfauna entspricht weder in der artlichen noch in der prozentualen Zusammensetzung der um Helgoland lebenden Fauna. Bestimmte Arten sind überrepräsentiert, andere fehlen vollständig. Die vorliegende Untersuchung der Fischfauna ergab einen Anteil von 74,6 % Gadiden und 11,6 % Plattfische, während LÖHMER & VAUK (1969) sogar von einem Anteil von 92,7 % Gadiden und nur 4,5 % Plattfische berichten. Untersuchungen auf Sylt haben dagegen nur einen Anteil von 41,1 % Gadiden, aber 46,5 % Plattfische erbracht (HARTWIG & SÖHL 1975), während Fischreste in Speiballen auf Amrum nur ganz untergeordnet vorkommen (VAUK & LÖHMER 1969; siehe hierzu auch Tabelle 1). Diese Zusammensetzung der aufgrund der Otolithen ermittelten Fischfauna läßt gegenüber der eigentlichen Fischfauna von Helgoland deutliche Unterschiede erkennen. Nach DUNCKER (1960) sind *Trisopterus minutus* und *Micromesistius poutassou* um Helgoland sehr selten, dagegen *Scomber scombrus* und *Pleuronectes platessa* sehr häufig. Die dieser Untersuchung zugrunde liegenden Otolithen zeigen genau das Gegenteil an.

Die Erhaltung der Otolithen, insbesondere die der Gadiden, weist auf besondere Beanspruchung hin, während die kleineren Plattfisch- und Sandaal-Otolithen meist gut erhalten sind. SCHÄFER (1966) führt die schlechte Erhaltung auf die Zerkleinerung der großen Otolithen in den kräftigen Muskelmägen der Möwen zurück. Dies mag zum Teil zutreffend sein. Eine Zerkleinerung kann aber auch durch Mehrfachverspeisung (MARTINI 1966: Schmarotzerverhalten von Möwen bei Kormoranen) oder durch mechanische Einwirkung auf die Schädelkapsel und die darin enthaltenen Otolithen verursacht werden. Gerade letzteres scheint in den vorliegenden Fällen zur Zerstückelung der Otolithen beigetragen zu haben. Mehrfach wurden in den Speiballen der Möwen Otolithen-Paare gefunden, die gleiche Abbrüche und fehlende Teile aufwiesen, wie sie nur bei gleichzeitiger Zerstörung der dicht nebeneinander in der Schädelkapsel liegenden Otolithen möglich sind. Möwen sind außerordentlich anpassungsfähig und nutzen rasch jede neue Nahrungsquelle bis hin zu Fischmärkten und Müllkippen (GOETHE 1956, VAUK & PRÜTER 1987). Auffallend hoch ist in der Nahrung der helgoländer Silbermöwen der Fischanteil: bei homogenen Speiballen allein 55,2 %, zuzüglich der Fischanteile in heterogenen Speiballen (LÖHMER & VAUK 1969). Die meisten der in Tabelle 1 zusammengestellten Fischarten können jedoch aufgrund ihrer Lebensweise und Größe von den Silbermöwen nicht aktiv selbst gefangen werden, es sei denn, die Fische werden als Strandleichen von den Möwen gefunden.

Helgoland hat eine lange Fischfangtradition auf Makrelen, Platt- und Schellfische, wobei neben Leinen auch Schleppnetze verwendet werden (SIEBS & WOHLENBERG 1953). Mit der Änderung der Verarbeitungsmethoden und der Ansprüche an die Ware ergaben sich für die Möwen günstige Möglichkeiten Verarbeitungsabfall und Beifang als Nahrungsquelle zu nutzen (s. a. SCHÄFER 1966). Die aufgrund der Funde in den Speiballen und Sedimenten in der Nähe der Möwen-Rastplätze ermittelte Zusammensetzung der Fischfauna, die über die Otolithen errechenbare Größe der Fische (Totallänge der Fische bis 40 cm) sowie die Erhaltung der Otolithen sprechen eindeutig für eine derartige Nutzung. Dies wird ferner bestätigt durch die Anzahl der Otolithen in Einzel-Speiballen, die die normale Zahl von einem Paar bei größeren Fischen deutlich überschreitet. So wurden z. B. in dem auf Abb. 2 wiedergegebenen Speiballen Otolithen-Bruchstücke von 4 mittelgroßen Wittlingen (*Merlangius merlangus*) gefunden.

Eine weitere Möglichkeit Fische zu erbeuten, ist auf Helgoland durch die Trottellummen-Kolonie gegeben, in der die Silbermöwen als Nahrungsschmarotzer tätig sind (VAUK 1962, VAUK & PRÜTER 1987). Lummen erbeuten nach BEZZEL (1985) nahe der Oberfläche lebende Schwarmfische wie Hering, Sprotte, Sandaale, Dorsche usw. mit Vorzugslängen zwischen 9 und 12,5 cm (Extreme 5 bis 17,5 cm).

In der Zusammensetzung der Fischarten ergeben sich je nach Fangsaison und Anwesenheit der Trottellummen sicherlich erhebliche jahreszeitliche Unterschiede, die jedoch bei der Überführung der Otolithen in die Sedimente verwischt und ausgeglichen werden. Die so überlieferten Fisch-Gemeinschaften spiegeln nicht - wie eingangs bereits festgestellt wurde - die normale Zusammensetzung der helgoländer Fischfauna wider.

Hochrechnungen, wieviele Otolithen auf diese Weise den Sedimenten zugeführt werden, sind aufgrund der wechselnden Bedingungen (Anzahl der rastenden Möwen, Anteil der Fischnahrung an der Gesamtnahrung, Verfrachtung der Fischreste) ziemlich spekulativ. SCHÄFER (1966) gibt für 1 l schilliges Sediment vom Molenfuß ca. 3200 Otolithen und ihre Bruchstücke an. Bei einem Bestand von 120 Silbermöwen, die pro Tag jeweils 1 Speiballen mit im Schnitt 4 Otolithen abgeben, errechnete er für ein Jahr eine Zufuhr von 175200 Otolithen in die Sedimente. Unsere Sedimentprobe vom Molenfuß mit einem Trockengewicht von 975 g enthielt 5 g Otolithen: 189 Exemplare und 142 kleine Bruchstücke von 13 Fischarten. Diese Zahlen dokumentieren die Bedeutung der sekundären Otolithen-Anreicherung bestimmter Fischarten in den Sedimenten durch die Silbermöwen und damit die Verfälschung der überlieferbaren Fauna.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

AINLEY, D. G., ANDERSON, D. W. & KELLY, P. R. (1981): Feeding ecology of marine cormorants in southwestern North America. - Condor, **83**: 120-131, 2 Tab., 3 Anh.; Lebanon, New Hampshire.

BEZZEL, E. (1985): Kompendium der Vögel Mitteleuropas. Nonpasseriformes. - 792 S., 198 Abb., 127 Karten, 27 Tab.; Wiesbaden (Aula).

BRONGERSMA-SANDERS, M. (1957): Mass mortality in the sea. - Geol. Soc. Amer., Memoir **67** (1): 941-1010, 7 Abb.; New York.

DIXON, M. A. (1971): Fisch otolith assemblage of a gasterolithic beach gravel. - Texas J. Sci., **23**: 179-185, 1 Tab.; Texas.

DUFFY, D. C. & LAURENSON, L. J. B. (1983): Pellets of Cape Cormorants as indicators of diet. - Condor, **85**: 305-307; Lebanon, New Hampshire.

DUNCKER, G. (1960): Die Fische der Nordmark (Bearbeitet von W. Ladiges). - Abh. Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg, N. F. **3** (Supplement): 432 S., 145 Abb., div. Tab., 1 Kte.; Hamburg.

GOETHE, F. (1956): Die Silbermöwe. - Neue Brehm-Bücherei, **182**: 95 S., 66 Abb., 7 Tab.; Wittenberg-Lutherstadt.

HARKÖNEN, T. (1986): Guide to the otoliths of the bony fishes of the northeast Atlantic. - 256 S., 9 Abb., 3 Tab., 97 Taf.; Hellerup (Danbiu ApS.).

HARTWIG, E. & SÖHL, M. (1975): Zur Nahrung der Silbermöwe (*Larus argentatus*) auf der Nordseeinsel Sylt. I. Zusammensetzung der Nahrung. - Zool. Anz., **194** (5/6): 350-360, 1 Abb., 9 Tab.; Jena.

HARTWIG, E. & SÖHL, M. (1979): Zur Nahrung der Silbermöwe (*Larus argentatus*) auf der Nordseeinsel Sylt. II. Jahreszeitliche Zusammensetzung der Nahrung. - Abh. Gebiet Vogelkde., **6**: 67-86, 7 Abb., 3 Tab.; Wilhelmshaven.

KOKEN, E. (1884): Über Fisch-Otolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligocän-Ablagerungen. - Z. dt. geol. Ges., **1884**: 500-565, Taf. 9-12; Berlin.

LÖHMER, K. & VAUK, G. (1969): Nahrungsökologische Untersuchungen an übersommernden Silbermöwen (*Larus argentatus*) auf Helgoland im August/September 1967. - Bonner zool. Beitr., **20** (1/3): 110-124, 5 Abb., 8 Tab.; Bonn.

LÖHMER, K. & VAUK, G. (1970): Ein weiterer Beitrag zur Ernährung Helgoländer Silbermöwen (*Larus argentatus*). - Die Vogelwarte, **25** (3): 242-245; Stuttgart.

MARTINI, E. (1964a): Otolithen in Gewöllen der Raubseeschwalbe (*Hydroprogne caspia*). - Bonner Zool. Beitr., **15**: 59-71, 1 Abb., Taf. 1-2; Bonn.

MARTINI, E. (1964b): Ein Otolithen-Pflaster im Stettiner Gestein. - Natur u. Museum, **94** (2): 53-59, 3 Abb.; Frankfurt am Main.

MARTINI, E. (1966): Otolithen in Gewöllen der Westmöwe (*Larus occidentalis*). - Bonner Zool. Beitr., **17**: 202-227, 3 Abb., Taf. 1-2; Bonn.

MARTINI, E. (1984): Fischsterben vor 18 Millionen Jahren. - Forsch. Frankfurt, **1984** (3): 25-27, 5 Abb.; Frankfurt am Main.

PRUTER, J. & VAUK, G. (1984): Zahl und Herkunft der auf Helgoland rastenden Silbermöwen (*Larus argentatus*). - Die Vogelwarte, **32** (3): 219-225, 4 Abb.; Möggingen.

NELSON, J. S. (1984): Fishes of the world. - 2. Aufl., XV + 523 S., div. Abb.; New York (Wiley and Sons).

RICHTER, K. (1928): Fossile Fischotolithen aus Pommern. - Abh. Ber. pommersch. naturforsch. Ges., **9**: 136-145, 2 Abb., Taf. 1-3; Stettin.

SCHÄFER, W. (1966): Aktuopaläontologische Beobachtungen. 6. Otolithen-Anreicherungen. - Natur und Museum, **96**: 439-444, 4 Abb.; Frankfurt am Main.

SIEBS, B. E. & WOHLENBERG, E. (1953): Helgoland und die Helgoländer. - 304 S., div. Abb.; Kiel (Ferdinand Hirt).

VAUK, G. (1962): Das Silbermöwenproblem auf Helgoland (Silbermöwe - Trottellumme). - Ber. Dtsch. Sektion Intern. Rat Vogelschutz, **2**: 47-52, 1 Tab.; Wilhelmshaven.

VAUK, G. & GRÄFE, F. (1961): Fisch-Otolithen, ein wichtiges Hilfsmittel zur Nahrungsanalyse bei Lariden. - Zool. Anz., **167**: 391-394, 3 Abb., 1 Tab.; Leipzig.

VAUK, G. & LOHMER, K. (1969): Ein weiterer Beitrag zur Ernährung der Silbermöwe (*Larus argentatus*) in der Deutschen Bucht. - Veröff. Inst. Meeresforsch. Bremerh., **12**: 157-160, 2 Tab.; Bremerhaven.

VAUK, G. & PRUTER, J. (1987): Möwen. - Jordsand-Buch 6: 299 S., div. Fotos, 86 Abb., 11 Tab.; Ahrensburg.

WHITEHEAD, P. J. P., BAUCHOT, M.-L., HUREAU, J.-C., NIELSEN, J. & TORTONESE, E. (1986) (Hrsg.): Fishes of the north-eastern Atlantic and the Mediterranean. Vol. I-III, 1473 S., zahlr. Abb., Bungay/United Kingdom (The Chaucer Press).



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	389–401	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

New micropaleontological and palynological evidence on the stratigraphic position of the ‚German Wealden' in NW-Germany

By

CHRISTOPH STRAUSS, FRANZ ELSTNER, ROGER JAN DU CHENE, JÖRG MUTTERLOSE, HERBERT REISER & KARL-HEINZ BRANDT*)

With 6 Text-figures and 2 Plates

KURZFASSUNG

Als Ergebnis mikropaläontologisch-palynologischer Untersuchungen eines relativ vollständigen Profiles der Bückeberg-Folge in Beckenfazies werden neue Hinweise für deren präzise Korrelation mit den stratigraphischen Standardskalen des Boreals und der Tethys vorgestellt. Alterszuordnungen für den obersten ‚Wealden 3' und den untersten ‚Wealden 4' sind durch Kalibrierung von Dinozysten- und Ostrakodenbefunden an der Oberrjazan-Ammonitenzonierung des Boreals und für den höheren ‚Wealden 5' und den ‚Wealden 6' an den Ammonitenzonen des (höchsten?) Untervalangins von Boreal und Tethys möglich. Aufbauend auf die jüngsten chronostratigraphischen Gliederungsvorschläge für die tethyale Unterkreide werden mit Hilfe lithologischer und palynofazieller Befunde erste Vorschläge für eine künftige Chronostratigraphie des ‚Deutschen Wealden' erläutert.

ABSTRACT

An integrated micropaleontological and palynological investigation of a fairly complete section of the Bückeberg Formation provided new evidence for its precise correlation with the Boreal and Tethyan stratigraphic standard scales. For the uppermost ‚Wealden 3' and lowermost ‚Wealden 4' a Late Ryazanian age can be assumed by calibrating dinocyst and ostracode data with the Boreal ammonite zonation. Similarly, a (Late?) Early Valanginian age is assumed for the interval from the upper ‚Wealden 5' to the top of ‚Wealden 6' by calibrating dinocyst range bases with Boreal and Tethyan ammonite zones. In the light of a new chronostratigraphic approach of the Tethyan Lower Cretaceous a preliminary sequence stratigraphic subdivision is given based on lithological and palynofacies data.

1. INTRODUCTION

The ‚German Wealden' has repeatedly been a subject of biostratigraphic investigation, in particular of micropaleontological and palynological analyses (e. g. MARTIN 1940, 1961, WICHER 1940, WOLBURG 1949, 1959, DÖRING 1965, BURGER 1966, KEMPER 1973, DÖRHÖFER 1977, PELZER 1982, unpubl.). Problems most commonly discussed are the biostratigraphic subdivision of the German ‚Wealden' and the position of Berriasian/Valanginian i. e. Ryazanian/Valanginian boundary within the Early Cretaceous.

*) Dr. CHRISTOPH STRAUSS, Dr. HERBERT REISER, BEB ERDGAS UND ERDÖL GMBH, Riethorst 12, D-30659 Hannover, Germany; Dr. FRANZ ELSTNER, Sorgenser Straße 25, D-31303 Burgdorf, Germany; Dr. ROGER JAN DU CHENE, 3, Square du Pomerol, Domaine de Beausoleil, F-33170 Gradignan, France; Dr. JÖRG MUTTERLOSE, Institut für Geologie, Ruhr Universität Bochum, Universitätsstraße 150, D-44780 Bochum, Germany; Dr. KARL-HEINZ BRANDT, S. C. MINERALIEN ERSCHLIESSUNGS-GMBH, Am Schützenplatz 1A, D-30938 Burgwedel, Germany

The absence of marine macrofossils, especially of ammonites, is caused by the predominantly fluvio-lacustrine to shallow lagoonal depositional environment of the ‚German Wealden' sediments. This excludes a direct calibration of the succession with the orthostratigraphic standard scales of the Boreal or Tethys Realm. A distinctive provincialism caused by the paleogeographic isolation of almost all groups of marine micro- or macrofossils which are present around the Jurassic/Cretaceous boundary makes the correlation of standard chronostratigraphic units of the Tethys and the Boreal Realm very difficult (e. g. BARTENSTEIN 1959, ALLEN & WIMBLEDON 1991).

The sediments of the ‚German Wealden' contain agglutinated foraminifera and at some levels even calcareous foraminifera as well as rather abundant freshwater molluscs and larger plant debris. Freshwater to brackish ostracodes and palynomorphs, however, have been proven to be most suitable for a regional biostratigraphic subdivision (e. g. zonations of WOLBURG 1959, DÖRING 1965).

In summarizing and discussing previous papers KEMPER (1973) and KEMPER et. al. (1978) stressed the different stratigraphic ranges covered by the English Wealden Group and the former German ‚Wealden Formation'. Consequently, the term ‚Bückeberg Formation' was introduced replacing the old term ‚Wealden Formation'. The Bückeberg Formation was subdivided into the Obernkirchen Member (lower part) and the Osterwald Member (upper part). The Osterwald Member is overlain by the marine *Platylenticeras* beds (Hilston Formation), which are commonly thought to be of Early Valanginian age in terms of the Boreal standard scale (HOEDEMAEKER 1987, ALLEN & WIMBLEDON 1991). Although a detailed ostracode zonal subdivision of the Bückeberg Formation exists (KEMPER et al. 1978), for practical reasons the classical, well log related ‚WOLBURG zonation' (Wealden 1-6) is up to now commonly used in the German oil industry. Therefore this zonation is mainly referred to in the present paper.

Previous studies have correlated the lower part of Bückeberg Formation (including its transition into the Late Jurassic) with the type Purbeck (Wessex Subbasin; compare Fig. 6). The correlation of palynological events and ostracode assemblages indicates an age equivalence of the brackish Serpulite Member with the English Cinder Beds and of the basal Bückeberg Formation (‚Wealden 1-?4') with the upper Middle or Upper Purbeck (higher Ryazanian of the Boreal stage nomenclature; compare MARTIN 1940, WOLBURG 1959, BURGER 1966, HERNGREEN et al. 1980).

However, no precise data are available concerning the exact position of the base of the Valanginian within the Bückeberg Formation, which is conventionally placed at the base of the Osterwald Member (base ‚Wealden 5' sensu WOLBURG 1959).

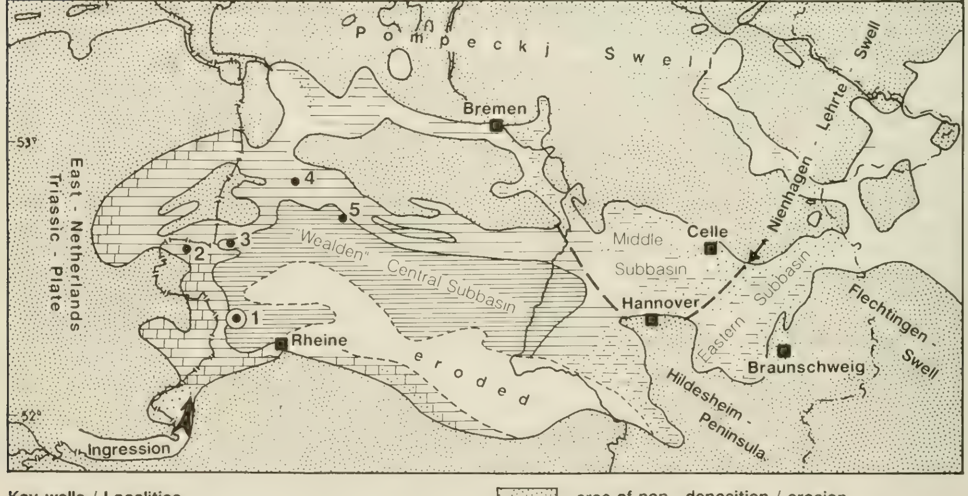


Fig. 1: Berriasian/Ryazanian palaeogeography of Northern Germany with position of well Isterberg 1001 and of other localities referred to in the text.

This problem is closely related to difficulties in correlating both Berriasian and Ryazanian stages between the Boreal region and the Tethys.

In 1980/1981 the well Isterberg 1001, situated in the western part of the central Wealden Subbasin on the flank of the Bentheim anticline (Fig. 1), cored a more than 350 m thick succession of typical lacustrine-lagoonal Wealden facies with predominantly organic rich dark shales. The organic rich shales attracted the attention of the S. C. MINERALIEN ERSCHLIESSUNGS-GMBH concerning their character as potential hydrocarbon-source rocks and as oil shale to be mined for carbonizing at low temperature. The completely cored ‚German Wealden' section of the well Isterberg 1001 provides the possibility of a multidisciplinary paleontological analysis of the Bückeberg Formation in a basinal facies. Preliminary unpublished ostracode data supplied by the above mentioned company suggested a rather complete Bückeberg Formation (‚Wealden 1-6') with transitions into the Serpulite at the base and into the *Platylenticeras* beds at the top being present.

The objective of the multidisciplinary paleontological analysis of well Isterberg 1001 was to create a palynological reference scale based on marine palynomorphs (dinoflagellate cysts) in combination with the existing local freshwater ostracode subdivision and to correlate this with Boreal (or Tethyan) ostracode or dinocyst standard zonations.

In order to obtain further evidence on the exact position of the Ryazanian/Valanginian boundary, special emphasis was paid to the investigation of the first known major marine transgression into the German Wealden Basin, which was previously described by MARTIN (1961) from the basal ‚Wealden 4' of the western Subbasin (Emlichheim-West 1 well, Figs. 1, 5). From this interval additional samples have been studied for calcareous nannoplankton.

In the light of a new multidisciplinary approach to Tithonian to Berriasian sequence stratigraphy in the Vocontian Trough (JAN DU CHENE et al., in press) a preliminary sequence stratigraphic interpretation of the studied section is given, taking into account previously published data on Wealden paleoecology (e. g. BATTEN 1974, 1982, WILDE & PELZER 1987). All available lithological and paleoecological data from well Isterberg 1001 have been considered within the scope of this interpretation.

The authors gratefully acknowledge support by the Federal Geological Survey and the S. C. MINERALIEN ERSCHLIESSUNGS-GMBH, which supplied the cores, the core description and further unpublished material on the Isterberg 1001 well. We especially thank Dr. IDIZ (Hannover) for critically reviewing the manuscript. The study was generously sponsored by BEB ERDGAS UND ERDÖL GMBH.

2. PALYNOLOGY

2.1 DINOFLAGELLATE CYSTS AND OTHER PALYNOMORPHS

The core between 404.8 m and 12.4 m was sampled at an average sample interval of 2-3 m (in sum more than 200 samples). After preliminary screening, 120 samples were selected for palynological preparation and examination.

Samples were selected in priority where abundant macrofauna (principally molluscs) were reported in the core description provided by the above mentioned company. These intervals were supposed to be more favourable for dinocyst concentration. However, only a minority of slides contained significant amounts of dinoflagellate cysts (Fig. 6). The stratigraphic distribution of selected species is summarized in Fig. 2, taking into account only the dinocyst containing samples.

The palynomorph assemblages are generally of low diversity, often dominated by biostratigraphically nondiagnostic pollen and spores (e. g. bisaccate types, *Cyathidites* group, *Classopollis* spp.). Many samples are characterized by abundant highly degraded terrestrial organic matter. The state of preservation of the palynomorphs is generally poor.

The palynomorph distribution reflects a general progressive increase of marine environmental influence from the base to the top of the section. This trend can be related to a major second order transgressive trend sensu HAQ et al. (1987). Marine palynomorphs (dinocysts) are restricted to relatively short intervals (flooding phases), the assemblages being often strongly dominated by very few species. These rapid marine incursions alternating with more continental conditions subdivide the major second order cycle and could thus be tentatively related to third order transgressive systems tracts (incl. maximum flooding surfaces) sensu HAQ et al. (1987, see chapter 4, Fig. 6).

In the basal half of the section (404.8 m-243.5 m; Fig. 6) marine microfossils are rare, their occurrences being restricted to a few specimens at 312.2 m (upper ‚Wealden 2') and 276.1 m (lower ‚Wealden 3'). These first rare dinocysts probably appear at maximum flooding surfaces of third order transgressive events on a large coastal plain with predominant brackish to freshwater conditions.

Muderongia tabulata and *Muderongia* spp. (fragments) are the lowest recorded dinocyst species in the section (312.2 m). The range base of *M. tabulata* is related to the Calpionellids zone B at the base of Berriasian type section in the Vocontian Trough (MONTEIL 1991). Consequently, in terms of Boreal stage nomenclature the age of the upper ‚Wealden 2' flooding event could be as old as Latest Volgian. However, from the age assignment of overlying strata, a Ryazanian age is most likely.

At a second minor flooding phase (276.1 m) *Cantulodinium speciosum* shows its first occurrence and a first short abundance peak. A Late Ryazanian age is indicated for the lower ‚Wealden 3' flooding event, since the range base of the species corresponds to the base of *Stenomphalus* ammonite zone in the Boreal area (COSTA & DAVEY 1991). However, the first occurrence of *Cantulodinium speciosum* doesn't seem to be properly known yet. PIASECKI (1984: 147) emphasizes that „no

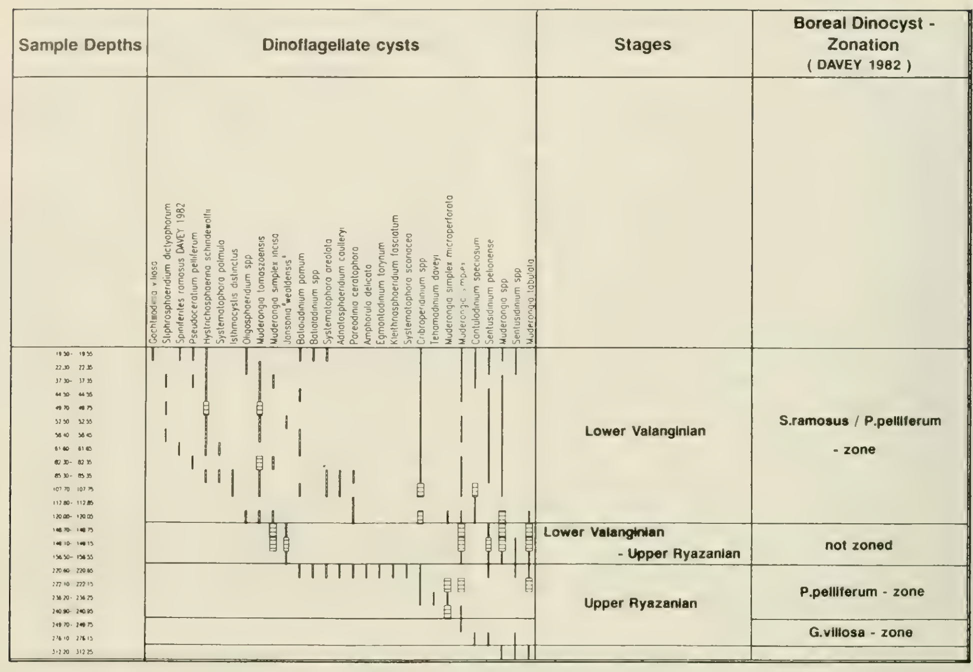


Fig. 2: Biostratigraphic distribution chart of selected dinoflagellate cyst taxa in the Isterberg 1001 well.

reports of significant numbers of *C. speciosum* have been published so far. This reflects that either the species is restricted geographically or that brackish/freshwater sediments (e. g. Purbeck-Wealden) have been neglected ...".

Cantulodinium speciosum, found at different depths in the Isterberg 1001 core, may be an excellent index species for the German ‚Wealden Formation'. However, its range base is probably strongly determined by the second order cycle environmental succession of the section. Accordingly, it may appear significantly later in a more proximal depositional setting further to the east than in the distal western part of central Wealden Subbasin (compare record of lower flooding phases in chapter 3.1, Fig. 1).

The poor assemblages recorded in the depth interval from 276.1 m-249.7 m are vaguely correlatable to the Boreal Late Ryazanian Gochteodinia villosa biozone (*Scriniodinium pharo* subzone) of DAVEY (1982). This is also confirmed by further yet unpublished palynological data from other North German localities, as indicated in Fig. 5.

Most of the diversified spore associations known from the German Wealden Basin (e. g. DÖRING 1965, DÖRING et al. 1966, DÖRHÖFER 1979) could not be recorded in the whole section. The paleovegetation seems to have been rather uniform over large areas, microfloras being poorly diversified and strongly dominated by gymnosperms and *Classopollis* spp. Furthermore *Botryococcus* spp., prasinophytic algae and *Celyphus rallus* are regular occurring microfloral constituents, particularly within the phases of falling sea level (probably HST, chapter 4). This may confirm the setting of a large and swampy coastal plain without any significant paleomorphological differentiation and a warm humid to semiarid climate reflected by the hinterland flora (VAKHRAMEEV 1982, WILDE & PELZER 1987). The low hydrodynamic/energetic sedimentary setting as expressed by the lithological succession may favour the ‚in situ' alteration of abundant continental organic matter and prevent the dispersion and mixing of continental microflora.

A first major transgressive event is recorded at 240.9 m (Fig. 6) indicated by the presence of abundant *Muderongia simplex microperforata*. The rare dinocysts recorded between 237.1 m and 236.2 m may also be related to the same third order event (higher ‚Wealden 3'). Abundance peaks of *Muderongia simplex microperforata* are known from the Late Ryazanian of onshore Denmark, thus allowing a direct correlation with the Boreal *Pseudoceratium pelliferum* dinocyst biozone (DAVEY 1982). According to COSTA & DAVEY (1991) the first appearance of *Muderongia simplex microperforata* can be dated within the Boreal *Stenomphalus* ammonite zone. The presence of rare *Tehamadinium daveyi* at 236.2 m confirms the age dating of this flooding phase within a Late Ryazanian to Earliest Valanginian interval.

An important dinoflagellate cyst abundance and diversity peak is recorded between 222.1 m and 220.6 m (base ‚Wealden 4'). At this interval microfloras are strongly dominated by *Muderongia simplex*, *Muderongia tabulata* and *Muderongia simplex microperforata* restricting the assemblages to a Late Ryazanian age. Other species recorded at this depth partly supporting the age assignment are: *Egmontodinium torynum*,

Kleithriasphaeridium fasciatum, Batioladinium spp., *Amphorula delicata, Pareodinia ceratophora, Systematophora scoriacea* and *Sentusidinium* spp.

The interval from 211.3 m to 162.1 m contains no diagnostic palynomorphs, comprising frequently barren samples with abundant terrestrially derived, highly biodegraded, dull to non-fluorescent organic matter (up to structureless and ‚fluffy' disperse material). As mentioned above, this palynofacies type is certainly related to shallow, restricted environmental conditions with in situ (?microbial) alteration of organic matter. Although probably no lowstand deposits are present in the whole Wealden section, the degradation processes, which have affected the organic matter, might be similar to those which have produced the large quantities of structureless terrestrial material within the Late Tithonian to Berriasian deep marine lowstand wedges of the Vocontian Trough (Gorin & Steffen 1991).

This interval is overlain by another obvious marine transgression between 156.5 m and 148.7 m (around the base of ‚Wealden 5', probably corresponding to the base of the Osterwald Member of the Bückeberg Formation). The assemblages with dinocyst diversity and abundance peaks are characterized by the dominance of *Muderongia simplex* and *Muderongia tabulata*. Other commonly occurring taxa are a yet undescribed species with a morphology close to *Jansonia* (tentatively named *‚Jansonia wealdensis'* in Fig. 2) and *Sentusidinium* spp.

The overlying interval is again somewhat poorer and non diagnostic (145.5 m to 121.7 m), and is essentially dominated by bisaccate pollen types. In a few samples *Celyphus rallus* and *Botryococcus* spp., mostly associated with biodegraded terrestrial organic matter, are also found.

Some very important age diagnostic dinocyst taxa have their first occurrences in the uppermost, very distinct and thick transgressive interval, spanning a section including uppermost ‚Wealden 5' and ‚Wealden 6' from 120.0 m to the top of the investigated profile (18.2 m; Fig. 6). The most significant first occurrences within this very rich interval are *Muderongia tomaszoensis* and *Oligosphaeridium* spp. at 120.0 m and *Hystrichosphaerina schindewolfii* at 85.3 m. The range base of *Muderongia tomaszoensis* is known from the *Pertransians* ammonite zone (late Lower Valanginian) of the Tethys type sections (Monteil 1991). According to Costa & Davey (1991) the base occurrence of *Hystrichosphaerina schindewolfii* is located at the base of the *Paratollia* ammonite zone (Lower Valanginian of the Boreal Realm). The assemblages, recorded in the thick uppermost transgressive interval, correspond roughly to the Boreal *Spiniferites ramosus/Pseudoceratium pelliferum* dinocyst biozone of Davey (1982). All calibrations are concordant to indicate a (?Late) Lower Valanginian age for the uppermost part of the Isterberg 1001 core.

A succession of several third order cycles may occur within the 120.0 m-18.2 m interval. However, their recognition by palynofacies trends or by a succession of abundance and/or diversity peaks of dinocyst assemblages is obscured by a general increasing marine environment related to a probably second order transgressive trend sensu Haq et al. (1987).

3. MICROPALEONTOLOGY

3.1 OSTRACODA AND FORAMINIFERA

Only the middle part of the Isterberg core (240 m-205 m, Fig. 6) has been closely sampled for examination of microfauna. The objective was to get detailed information on the first major transgressive phase around the ‚Wealden 3'/ ‚Wealden 4' transition (Obernkirchen Member) described by Martin (1961) from the well Emlichheim West 1. A semi-quantitative range chart of this interval is given in Fig. 3. From the remaining part of the section, only a few samples have been examined for ostracodes and other microfauna in order to control the preliminary ostracode-based stratigraphic subdivision (‚Wealden 1-6' sensu Wolburg 1959).

In the predominantly fluvio-lacustrine to shallow lagoonal Bückeberg Formation, several marine flooding phases are known to occur (chapter 2). These flooding phases could be easily recorded by microfauna in the central Wealden Subbasin (Fig. 1), becoming less distinct towards the middle and eastern Subbasin, where progressively prograding fluvio-deltaic sands dominate the highly variable lithologic spectrum. The increasing amount of sphaerosiderite, probably in consequence of partly anoxic environments in the middle and eastern Subbasin, is connected with poor or even lacking microfaunas.

Two earlier, less distinctive flooding events below the above mentioned first major flooding phase (appearance of *Pachycytheridea compacta*) at the base of ‚Wealden 4', restricted to the lower Obernkirchen Member of the central Wealden Subbasin, could be recognized. They are indicated by the appearance of *Macrodentina mediostricta transfuga* and *Galliaecytheridea postsinuata* in the uppermost ‚Wealden 2' and by the occurrence of *Cytheropteron impressum* within ‚Wealden 3'. Both flooding events could be recorded in the well by the occurrence of sparse dinoflagellate cyst assemblages (chapter 2).

The sediments of the base ‚Wealden 4' flooding phase, containing a significant proportion of marine microfauna, can be traced over the whole German Wealden Basin up to the Gifhorn Trough. Although abundance and diversity of marine assemblages decreases towards the eastern Subbasin, an age-equivalent microfauna has been observed even in the area east of Hannover within a distinct dark grey shale horizon (‚Dunkelgraue Tonsteinbank', Roll 1971).

The age equivalence of the marine microfauna described by Martin (1961) from a core of well Emlichheim West 1 (Fig. 1, 5) with the above mentioned base ‚Wealden 4' flooding phase in the well Isterberg 1001 is evident from log correlation and comparison of microfaunas (Fig. 5).

Although no geophysical and electrical logs exist for well Isterberg 1001 which might support the discrimination of

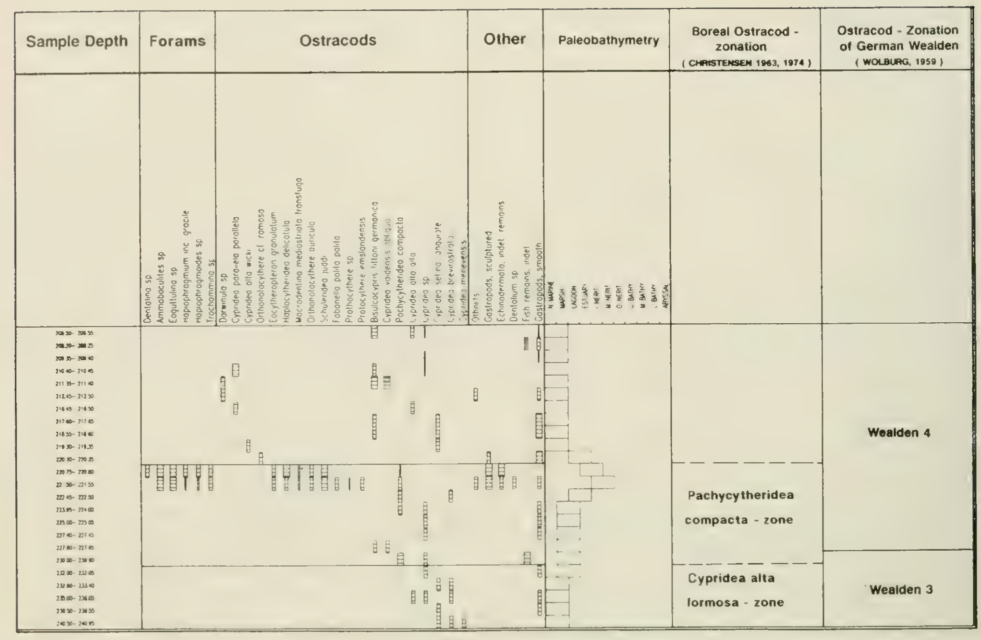


Fig. 3: Biostratigraphic distribution chart of selected foraminifer- and ostracode taxa in the Isterberg 1001 well.

lithological units, parasequences and systems tracts, the base ,Wealden 4' flooding event could be precisely located by means of a first preliminary micropaleontological survey analysis around the ,Wealden 3-4' transition.

A subsequent detailed analysis of the flooding interval yielded a very rich and rather diverse microfauna. A two phase flooding event (marine microfaunas at 220.8 m and 221.5 m), bounded and interrupted by sediments with brackish-lagoonal assemblages (230.9 m-222.45m; 221.3 m; 220.3 m; *Pachycytheridea compacta* zone, CHRISTENSEN 1963, 1974; Figs. 4-6) were observed. The microfaunas of both marine intervals are characterized by abundant echinoderm fragments, sculptured gastropods and otoliths, and particularly by common to abundant occurrence of the following ostracode and foraminifera taxa: *Stravia crossata* (syn. *Haplocytheridea delicatula*), *Schuleridea juddi* (very abundant), *Macrodentina mediostricta transfuga*, *Orthonotacythere auricula*, *Cytheropterina triebeli* (syn. *Eocytheropteron granulatum*), *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp., *Ammobaculites* sp. and *Eoguttulina* sp..

The lower marine assemblage (221.5 m) is additionally characterized by the common appearance of *Protocythere emslandensis* and *Dentalium* sp. and by specimens of *Fabanella polita polita* and *Orthonotacythere* cf. *rimosa*, whereas in the upper assemblage (220.8 m) rare examples of *Haplophragmium inconstans gracile* could be recorded.

Within the brackish-lagoonal communities non-sculptured gastropods and ostracodes of the genera *Pachycytheridea* and *Cypridea* are dominant (Figs. 4, 5). Both above and below the flooding interval (230.9 m-220.3 m) *Pachycytheridea compacta*

Plate 1

Fig. 1, 2 — *Muderongia simplex microperforata* DAVEY. - Specimens with apical operculum detached, corroded cyst wall, sample 240.90 m-240.95 m, (upper ,Wealden 3'), Transmittant White Light (TWL), magnification approx. 500 x.

Fig. 3, 6 — *Muderongia tomaszoensis* ALBERTI. - Specimen in dorsoventral view with operculum in situ, sample 82.30 m-82.35 m (basal ,Wealden 6'); Fig. 3: Interference Phase Contrast (IPC), 500 x, Fig. 6: TWL, 500 x.

Fig. 4, 7 — *Muderongia simplex*-type with incised lateral horns (tentatively named ,*Muderongia simplex incisa*' in Fig. 2). - Specimen in Fig. 7 with detached apical operculum, Fig. 4: sample 148.70 m-148.75 m, TWL, 500 x; Fig. 7: sample 149.10 m-149.15 m, IPC, 500 x, both samples basal ,Wealden 5'.

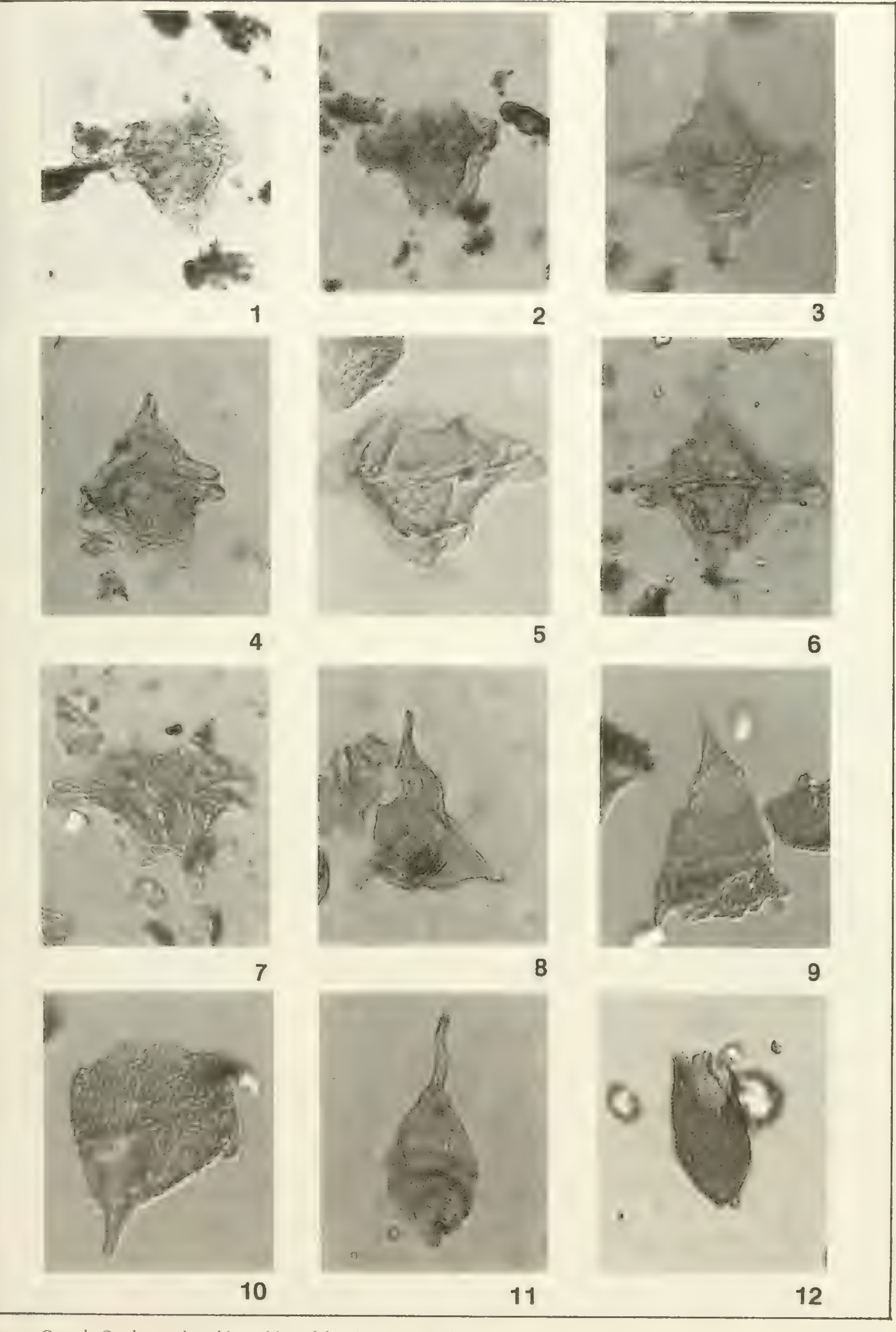
Fig. 5 — *Muderongia tomaszoensis* ALBERTI. - Operculum detached, sample 82.30 m - 82.35 m (basal ,Wealden 6'), IPC, 780 x.

Fig. 8, 9 — *Cantulodinium speciosum* ALBERTI. - Fig. 8: left lateral view, TWL, 750 x; Fig. 9: dorsoventral view, IPC, 780 x; both specimens sample 107.70 m -107.75 m (topmost ,Wealden 5').

Fig. 10 — *Pseudoceratium pelliferum* GOCHT. - Short horned form, apical operculum detached, sample 107.70 m-107.75 m (topmost ,Wealden 5'), IPC, 780 x.

Fig. 11 — *Batioladinium pomum* DAVEY. - Dorsoventral view, sample 54.50 m -54.55 m (,Wealden 6'), TWL, 780 x.

Fig. 12 — *Batioladinium* sp. I DAVEY, 1982. - Damaged specimen with detached operculum, sample 54.50 m-54.55 m (,Wealden 6'), TWL, 780 x.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

and the angulate type of *Cypridea setina* are commonly present. Additionally the following species are found: From above the marine assemblages *Cypridea alta alta, Cypridea alta wicki, Cypridea parallela parallela, Cypridea valdensis obliqua* and *Bisulcocypris fittoni germanica* and from below the marine assemblages: *Cypridea brevirostrata.*

At least some of the ostracode species are considered to be of stratigraphic importance, whereas the foraminifera species are mainly evidence for the marine (inner neritic) paleoenvironment of the base ‚Wealden 4' flooding phase. *Macrodentina mediostricta transfuga, Orthonotacythere auricula, Orthonotacythere* cf. *rimosa* and *Fabanella polita polita* are so far only known from the Bückeberg Formation. The first appearance of *Stravia crossata* (syn. *Haplocytheridea delicatula* and *Haplocytheridea nana* in BARTENSTEIN & BRAND 1951) within the base ‚Wealden 4' flooding phase is a consistent marker event all over the German Wealden Basin.

The marine base ‚Wealden 4' microfauna is most closely comparable to an assemblage with abundant *Schuleridea juddi* and *Cytheropterina triebeli* (Speeton D 6 level) from the type locality of Speeton Clay described by NEALE (1962a: tab. 7). Since the Speeton type locality is dated by ammonites (*albidum* zone, NEALE 1962 b, RAWSON & RILEY 1982), an indirect stratigraphic calibration of the base ‚Wealden 4' flooding phase with the Upper Ryazanian of the Boreal stage nomenclature can be derived (referred to as ‚Berriasian' in NEALE 1962 a and ‚Ober-Berrias' in KEUPP & MUTTERLOSE 1984).

Another indirect calibration with the Boreal subdivision can be derived from the comparison of the interval with *Pachycytheridea compacta* WOLBURG in the uppermost ‚Wealden 3' and lower ‚Wealden 4' with the *Pachycytheridea compacta* zone from the Jydegard Formation of Bornholm (CHRISTENSEN 1963, 1974). This interval is dated as Upper Ryazanian to Lower Valanginian by means of dinoflagellate cysts (PIASECKI 1984, chapter 2).

As for calibration of German ‚Wealden Formation' in the Isterberg 1001 well with the Berriasian and Valanginian stratotypes of the Tethys area, the evidence within the microfauna is almost neglectable (e. g. BARTENSTEIN 1962). According to OERTLI (1966) *Protocythere emslandensis*, first occurring at the base ‚Wealden 4' in the German ‚Wealden Formation', has a first appearance within the Lower Valanginian stratotype section of Swiss folded Jura Mountains.

Ostracode Genera	Environmental Indication		
	marine	brackish	limnic
Protocythere	///		
Schuleridea	///		
Stravia /'Haplocytheridea'	///		
Cytheropterina/Eocytheropteron	///		
Orthonotacythere	///	///	
Macrodentina	///	///	
Fabanella	///	///	
Pachycytheridea	///	///	
Cypridea		///	///
Bisulcocypris/Theriosynoecum			///
Darwinula			///

Fig. 4: Palaeoenvironmental indications of selected ostracode genera of the Bückeberg Formation in Northern Germany

3.2 CALCAREOUS NANNOPLANKTON

45 samples were analysed for calcareous nannoplankton from the section around the ‚Wealden 3/4' transition (240.0 m - 219.4 m). Unfortunately, most of the samples turned out to be barren; only few yielded very impoverished and monotypic assemblages (220.7 m; 225.2 m; 227.5 m; 229.5 m; 230.6 m; 232.1 m; 232.5 m and 233.1 m with only *Watznaueria barnesae* being present), supporting the general brackish paleoenvironment of the *Pachycytheridea compacta* zone.

The interval from 221.75 m to 221.5 m yields a slightly more diverse nannoflora. *Zygodiscus diplogrammus, Rhagodiscus asper, Micrantholithus obtusus* and *Parhabdolithus embergeri* were observed in five samples, indicating the most intense marine influx for this interval. The remainder of the samples investigated is essentially barren. No age diagnostic species were observed.

The nearly monospecific assemblages might suggest a selection due to dissolution. In particular *W. barnesae* dominated assemblages are indicators of dissolution (ROTH & KRUMBACH 1986). However, this influence is not supported by the generally high calcium carbonate content (221.8 m: 58.5 %; 221.7 m: 28.2 %; 221.65 m: 35.6 %; 221.50 m: 5.6 %; 221.4 m: 9.7 %). Furthermore *W. barnesae*, an ecologically robust species, is never dominating in anyone of the samples (only one or two specimens of each species discussed were observed in the samples).

Plate 2

Fig. 1 *Stiphrosphaeridium dictyophorum* (COOKSON & EISENACK) DAVEY. - Ventral focus, apical operculum detached, sample 37.30 m-37.35 m (‚Wealden 6'), IPC, 780 x.

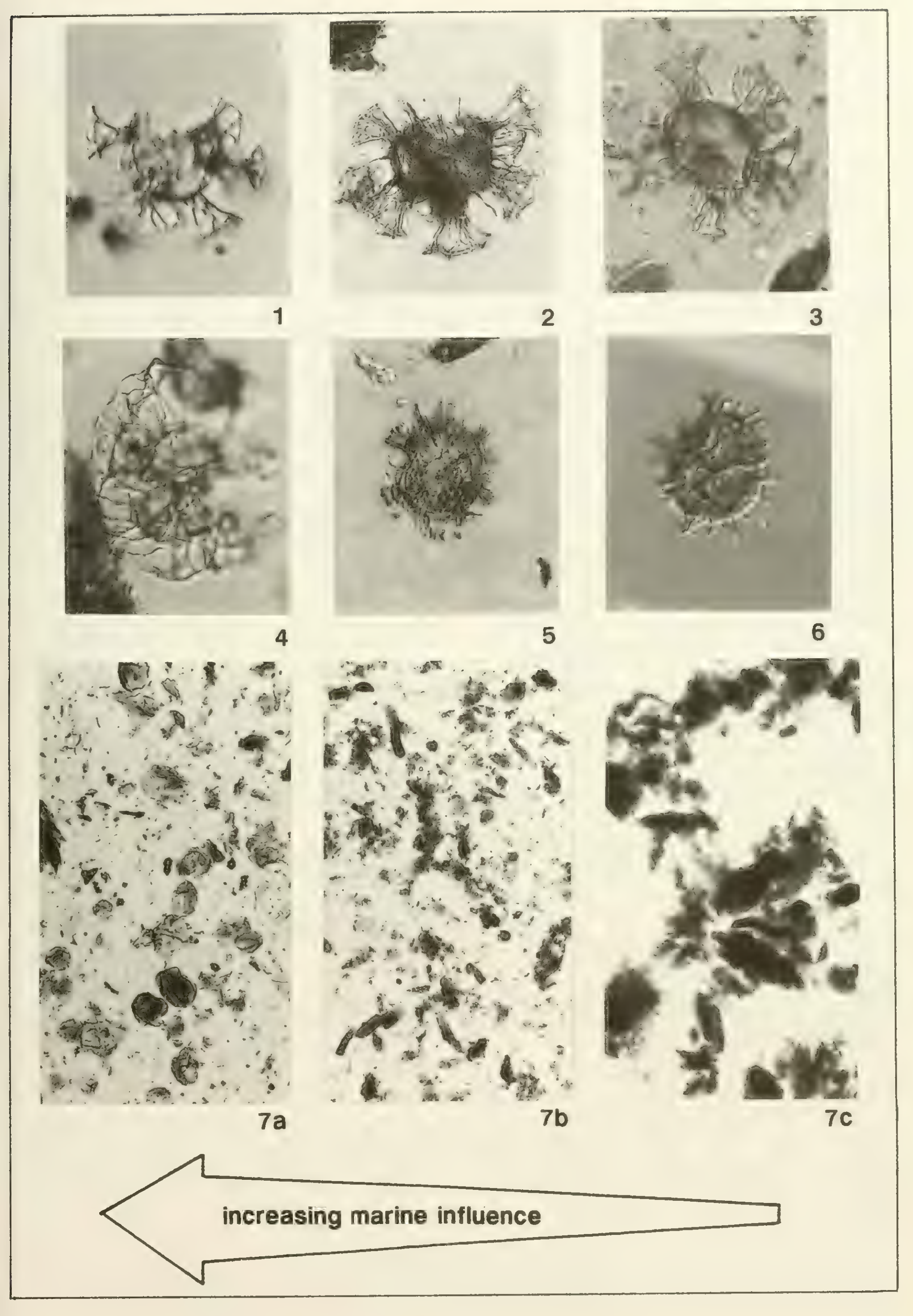
Fig. 2, 3 *Hystrichosphaerina schindewolfii* ALBERTI. - Fig. 2: dorsoventral view, sample 49.70 m-49.75 m (‚Wealden 6'), TWL, 780 x; Fig. 3: apical focus, sample 54.50 m-54.55 m (‚Wealden 6'), IPC, 780 x.

Fig. 4 *Adnatosphaeridium caulleryi* (DEFLANDRE & COOKSON) WILLIAMS & DOWNIE. - Damaged specimen in oblique dorsal focus, sample 220.60 m-220.65 m (basal ‚Wealden 4'), IPC, 780 x.

Fig. 5 *Kleithriasphaeridium fasciatum* (DAVEY & WILLIAMS) DAVEY. - Dorsoventral view, sample 220.60 m-220.65 m (basal ‚Wealden 4'), TWL, 780 x.

Fig. 6 *Spiniferites ramosus* group sensu DAVEY 1982. - Lateral view, sample 61.60 m-61.65 m (‚Wealden 6'), IPC, 780 x.

Fig. 7 Palynofacies response to third order flooding events (magnification apprx. 200 x). Fig. 7 a: (fluvio-lacustrine environments, HST, ?LST) - large biodegraded lumps of terrestrial organic matter with occasionally preserved cell structure predominating. Fig. 7 b: (transitional brackish environments, TST) - abundant small to medium sized organic matter with pioneering blue green alga Celyphus rallus; Fig. 7 c: (shallow marine environments, mfs equivalents) - predominating *Muderongia* spp. and other marine and terrestrial palynomorphs.


1
2
3
4
5
6
7a
7b
7c
increasing marine influence

Thus it seems more likely that calcareous nannofossils are in general ecologically more sensitive than foraminifera and dinocysts. The nannofloras were only able to settle restricted shallow water settings once paleoceanographic conditions were most suitable. Obviously nannofloras can not tolerate stress environments. This pattern is supported by the absence of calcareous nannofossils from the Early Valanginian of the NW-German Basin and from Speeton (MUTTERLOSE 1992).

4. CONCLUSIONS

The well Isterberg 1001 recovered a fairly complete section of the Bückeberg Formation (‚German Wealden') and provides evidence for its precise calibration with the Boreal (and Tethyan) stratigraphic standard scales.

Direct biostratigraphic calibration indicators are summarized in Fig. 6. For the uppermost ‚Wealden 3' and lowermost ‚Wealden 4' a Late Ryazanian age is supported by the calibration of dinocyst and ostracode data with the Boreal ammonite zonation. A (?Late) Early Valanginian age is evident for at least the interval from uppermost ‚Wealden 5' to the top of ‚Wealden 6' (higher Osterwald Member) by calibration of characteristic dinocyst range bases with Boreal and Tethyan ammonite zones. Thus, the Ryazanian (Berriasian)/Valanginian boundary can be placed somewhere in between the upper ‚Wealden 4' to lower ‚Wealden 5' (compare Chapter 1).

The above described cyclic changes of palynofacies types from ‚clean' assemblages dominated by marine and terrestrial palynomorphs (dinocyst abundance and diversity peaks) to ‚dirty' assemblages with abundant degraded organic matter (up to disperse ‚fluffy' material) and with higher quantities of *Celyphus rallus* (a pioneering blue-green algal species adapted to brackish to freshwater transitional environments according to BATTEN & VAN GEEL 1985) and *Botryococcus* sp. are interpreted to reflect third order eustatic sea level fluctuations sensu HAQ et al. (1987). A second order transgressive trend is superimposed on the third order cyclicity, and is clearly reflected by a general increasing dinocyst diversity from at least the lower ‚Wealden 4' upwards (Fig. 6).

A third order cyclicity is also clearly reflected by characteristic changes of predominating lithotypes (see WIESNER 1983). A cyclic sedimentological succession of dark, organic rich fissile claystone (‚claystone I', Fig. 6), subfissile dark grey to black claystone (‚claystone II') and lighter grey claystone rich in gastropods and bivalves with frequently intercalated shell layers (‚claystone III') is interpreted to reflect higher order eustatic sea level fluctuations. In the overall relatively proximal depositional setting of the Bückeberg Formation LST equivalents are probably mostly lacking. Accordingly, transgressive sediments, reflected by claystone III-type sediments with interspersed shell layers, are overlying directly the HST equivalents (claytone I and II) with sharp, erosive basis contacts (WIESNER 1983).

The second order transgressive trend explained above is reflected in the increasing relative proportion of claystone III in the overall lithological column. A relatively sharp facies change with respect to palynology (above 120.0 m) and lithology (between 110 and 120 m, Fig. 6) may be related to a second order transgressive surface of uppermost Lower Valanginian, recorded from just above the *Pertransiens* ammonite zone within the overlying *Campylotoxum* ammonite zone of the Tethyan type areas (JACQUIN, oral comm., HAQ et al. 1987). This interpretation would be largely in

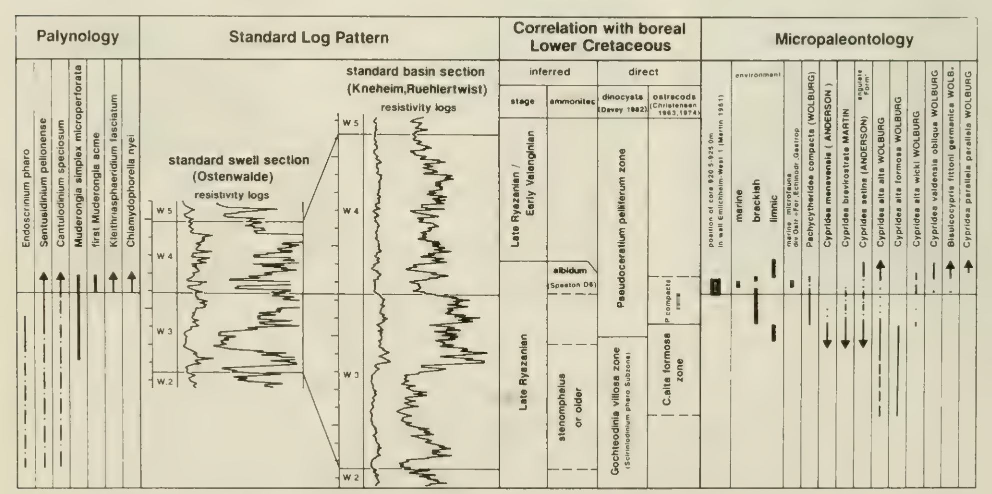


Fig. 5: Integrated correlation chart of bio- and logstratigraphical indications of ‚Wealden 3' and lower ‚Wealden 4' transgression phases as recorded in basin and swell profiles of the central Wealden Subbasin.

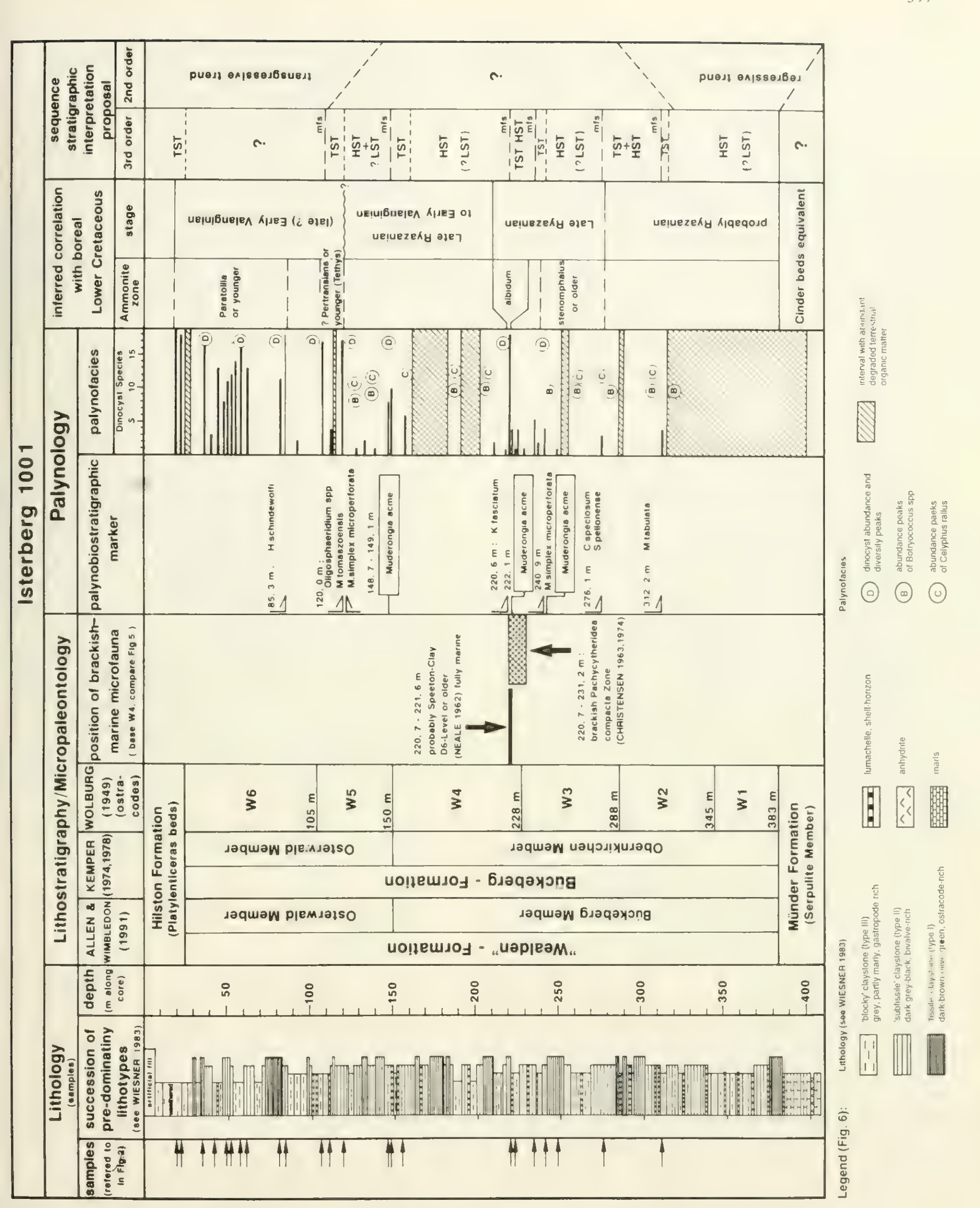


Fig. 6: Summary chart: lithology/lithostratigraphy, biostratigraphy, palynofacies and sequence stratigraphy of well Isterberg 1001.

concordance with the biostratigraphic indications mentioned above and would theoretically imply the possibility of Lower Valanginian (Upper Ryazanian) being at least partly eroded.

The lowermost part of the Isterberg 1001 section is thought to represent a second order regressive trend from the shallow marine Serpulite Member (which is commonly paralleled with the English Cinder Beds) towards the mainly fluvio-lacustrine lower ‚Wealden 3', which is most clearly reflected by the successive lithological change from marly, partly anhydritic sedimentation over distinct blocky claystones with abundant shell layers towards more fissile, dark and organic rich shales.

The general poor palynomorph content of this interval probably partly caused by somewhat hypersalinar conditions prevent the discrimination of further higher order (palynofacies) cycles being possibly present.

In the light of the novel multidisciplinary approach on Tithonian to Berriasian sequence stratigraphy in the type sections from the Vocontian Trough (Tethys; e. g. JAN DU CHENE et al., in press) the possibility to discriminate and calibrate several higher order cycles within the Bückeberg Formation opens future prospects concerning its detailed chronostratigraphic subdivision and, accordingly, new options for calibration with the Lower Cretaceous Tethyan standard scale.

REFERENCES

ALLEN, P. & WIMBLEDON, W. A. (1991): Correlation of NW European Purbeck-Wealden (nonmarine Lower Cretaceous) as seen from the English type areas. - Cretaceous Research, **12**: 511-526; London, New York.

BARTENSTEIN, H. (1959): Die Jura/Kreide-Grenze in Europa. Ein Überblick des derzeitigen Forschungsstandes. - Eclogae geol. Helv., **52**: 15-18; Basel.

BARTENSTEIN, H. (1962): Die biostratigraphische Einordnung des NW-deutschen Wealden und Valendis in die schweizerische Valendis-Stufe. - Paläont. Z., H. SCHMIDT-Festband, 1-7; Stuttgart.

BARTENSTEIN, H. & BRAND, E. (1951): Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis. - Abh. Senck. Naturforsch. Ges., **485**: 239-336; Frankfurt.

BARTENSTEIN, H. & BURRI, F. (1955): Die Jura-Kreide-Grenzschichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen. - Eclogae geol. Helv., **47**: 426-443; Basel.

BATTEN, D. J. (1973): Use of palynologic assemblage-types in Wealden correlation. - Palaeontology, **16** (1): 1-40; London.

BATTEN, D. J. (1974): Wealden palaeoecology from the distribution of plant fossils. - Proc. geol. Assoc., **85** (4): 433-458; London.

BATTEN, D. J. (1982): Palynofacies and salinity in the Purbeck and Wealden of Southern England. - In: BANNER, F. T. & LORD, A. R. (eds.), Aspects of Micropalaeontology, 278-308; London (Allen & Unwin).

BATTEN, D. J. & VAN GEEL, B. (1985): *Celyphus rallus*, probable Early Cretaceous blue-green alga. - Rev. Palaeobot. Palynol., **44** (3/4): 233-241; Amsterdam.

BISCHOFF, G. & WOLBURG, J. (1963): Zur Entwicklung des Ober-Malm im Emsland. - Erdöl-Zeitschr., **10**: 445-472; Wien.

BURDEN, E. T. & HILLS, L. V. (1989): Illustrated key to genera of Lower Cretaceous terrestrial palynomorphs (excluding megaspores) of western Canada. - AASP Contr. Ser., **21**: 1-147; Austin.

BURGER, D. (1966): Palynology of the uppermost Jurassic and lowermost Cretaceous strata in the Eastern Netherlands. - Leidse Geol. Meded., **35**: 209-276; Leiden.

CHRISTENSEN, O. B. (1963): Ostracods from the Purbeck-Wealden Beds in Bornholm. - Danm. Geol. Unders., RK II, **86**: 1-56; Copenhagen.

CHRISTENSEN, O. B. (1974): Marine Communications through the Danish Embayment during Uppermost Jurassic and Lowermost Cretaceous. - Geosc. and Man, **VI**: 99-115; Copenhagen.

COSTA, L. I. & DAVEY, R. J. (1991): Dinoflagellate cysts of the Cretaceous system. - In: POWELL (ed.), A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts, 99-131; London (Chapman & Hall).

DAVEY, R. J. (1982): Dinocyst stratigraphy of the latest Jurassic to Early Cretaceous of the Haldagar No. 1 borehole, Denmark. - Geol. Surv. Denmark, Ser. B, **6**: 1-57; Copenhagen.

DÖRHÖFER, G. (1977): Palynologie und Stratigraphie der Bückeberg-Formation (Berriasium-Valanginium) in der Hilsmulde (NW-Deutschland). - Geol. Jb., **A 42**: 3-122; Hannover.

DÖRHÖFER, G. (1979): Distribution and stratigraphic utility of Oxfordian to Valanginian miospores in Europe and North America. - AASP Contr. Ser., **5B**: 101-132, Austin.

DÖRING, H. (1965): Die sporenpaläontologische Gliederung des Wealden in Westmecklenburg (Struktur Werle). - Beiheft Geologie, **47**: 1-118; Berlin.

DÖRING, H., KRUTZSCH, W., MAI, D. H. & SCHULZ, E. (1966): Erläuterungen zu den Sporenpaläontologischen Tabellen vom Zechstein bis zum Oligozän. - Abh. Zentr. Geol. Inst., **8**: 61-78; Berlin.

GORIN, G. E. & STEFFEN, D. (1991): Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates - example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, SE France). - Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **85**: 303-320; Amsterdam.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. - Science, **235**: 1156-1167; New York.

HERNGREEN, G. F. W. (1971): Palynology of a Wealden section (Lower Cretaceous) in the ‚Carrière de Longueville', the Boulonnais (France). - Rev. Palaeobot. Palynol., **12**: 271-302; Amsterdam.

HERNGREEN, G. F. W., VAN HOEKEN-KLINKENBERG, P. M. J. & DE BOER, K. F. (1980): Some remarks on selected palynomorphs near the Jurassic-Cretaceous boundary in the Netherlands. - Proc. Int. Palynol. Conf. 1976-77, **2**: 357-367; Lucknow.

HERNGREEN, G. F. W. & WONG, T. E. (1989): Revision of the ‚Late Jurassic' stratigraphy of the Dutch Central North Sea Graben. - Geol. en Mijnbouw, **68**: 75-105; Dordrecht.

HOEDEMAEKER, P. J. (1987): Correlation possibilities around the Jurassic/Cretaceous boundary. - Scripta Geologica, **84**: 1-64; Leiden.

JAN DU CHENE, R., BUSNARDO, R., CHARROLAIS, J., CLAVEL, B., DECONINCK, J.-F., EMMANUEL, L., GARDIN, S., GORIN, G., MANIVIT, H., MONTEIL, E., RAYNAUD, J.-F., RENARD, M., STEFFEN, D., STEINHAUER, N., STRASSER, A., STROHMENGER, C. & VAIL, P. (in press): Sequence stratigraphic interpretation of Upper Tithonian-Berriasian reference sections in South East France: A multidisciplinary approach. - Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine; Pau.

KEMPER, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. - Geol. Jb., **A 9**: 47-67; Hannover.

KEMPER, E., ERNST, G. & THIERMANN, A. (1978): Fauna, Fazies und Gliederung der Unterkreide im Wiehengebirgsvorland, Osning und im deutsch-niederländischen Grenzgebiet. - Symposium

deutsche Kreide, Münster i. W. 1978, Exkursion A I: 1-65; Münster.

Keupp, H. & Mutterlose, J. (1984): Organismenverteilung in den D-Beds von Speeton (Unterkreide/England) unter besonderer Berücksichtigung der kalkigen Dinoflagellaten - Zysten. - Facies, **10**: 153-178; Erlangen.

Malz, H. & Wolburg, J. (1972): Die *Pachycytheridea*-Arten (Ostracoda) im NW-deutschen Wealden. - Senck. leth., **53** (5): 353-369; Frankfurt.

Martin, G. P. R. (1940): Ostracoden des norddeutschen Purbeck und Wealden. - Senckenbergiana, **22**: 275-361; Frankfurt.

Martin, G. P. R. (1961): Eine marine Mikrofauna im Wealden von Emlichheim (Emsland, NW-Deutschland). - Palaeontographica Abt. A, **116** (5/6): 105-121; Stuttgart.

Monteil, E. (1991): Morphology and systematics of the Ceratioid group: A new morphologic approach. Revision and emendation of the genus *Muderongia* Cookson & Eisenack 1958. - Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **15** (2): 461-505; Pau.

Mutterlose, J. (1992): Migration and evolution patterns of floras and faunas in marine Early Createceous sediments of NW Europa. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **94**: 261-282; Amsterdam.

Neale, J. W. (1962 a): Ostracoda from the type Speeton Clay (Lower Cretaceous) of Yorkshire. - Micropalaeontology, **8** (4): 425-484; New York.

Neale, J. W. (1962 b): Ammonoidea from the Lower D Beds (Berriasian) of the Speeton Clay. - Palaeontology, **5** (3): 272-296; London.

Norris, G. (1969): Miospores from the Purbeck beds and marine Upper Jurassic of Southern England. - Palaeontology, **12** (4): 574-620; London.

Oertli, H. J. (1966): Die Gattung *Protocythere* (Ostracoda) und verwandte Formen im Valanginian des zentralen Schweizer Jura. - Eclogae geol. Helv, **59**: 87-127; Basel.

Pelzer, G. (1982): Sedimentologische und palynologische Untersuchungen in der Wealden-Fazies (Bückeberg-Formation) des Osterwaldes, Hannoversches Bergland. - Unpubl. Diploma-Thesis, Georg August University, Göttingen.

Piasecki, S. (1984): Dinoflagellate stratigraphy of the Lower Cretaceous Jydegard Formation, Bornholm, Denmark. - Bull. geol. Soc. Denmark, **32**: 145-161; Copenhagen.

Rawson, P. F. & Riley, L. A. (1982): Latest Jurassic-Early Cretaceous events and the ‚Late Cimmerian Unconformity' in the North Sea area. - AAPG Bull., **66**: 2628-2648; Tulsa.

Roll, A. (1971): Der Salzstock von Mölme und seine Umgebung. - Beih. Geol. Jb., **117**: 1-109; Hannover.

Roth, P. H. & Krumbach, K. R. (1986): Middle Cretaceous calcareous nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian ocean: Implications for palaeoceanography. - Marine Micropalaeontology, **10**: 235-266; London.

Vakhrameev, V. A. (1982): *Classopollis* pollen as an indicator of Jurassic and Cretaceous climate. - Internat. geol. Rev., **24** (10): 1190-1196; Washington.

Wicher, C. A. (1940): Zur Stratigraphie der Grenzschichten Jura-Kreide Nordwestdeutschlands. - Öl u. Kohle, **36**: 263-269.

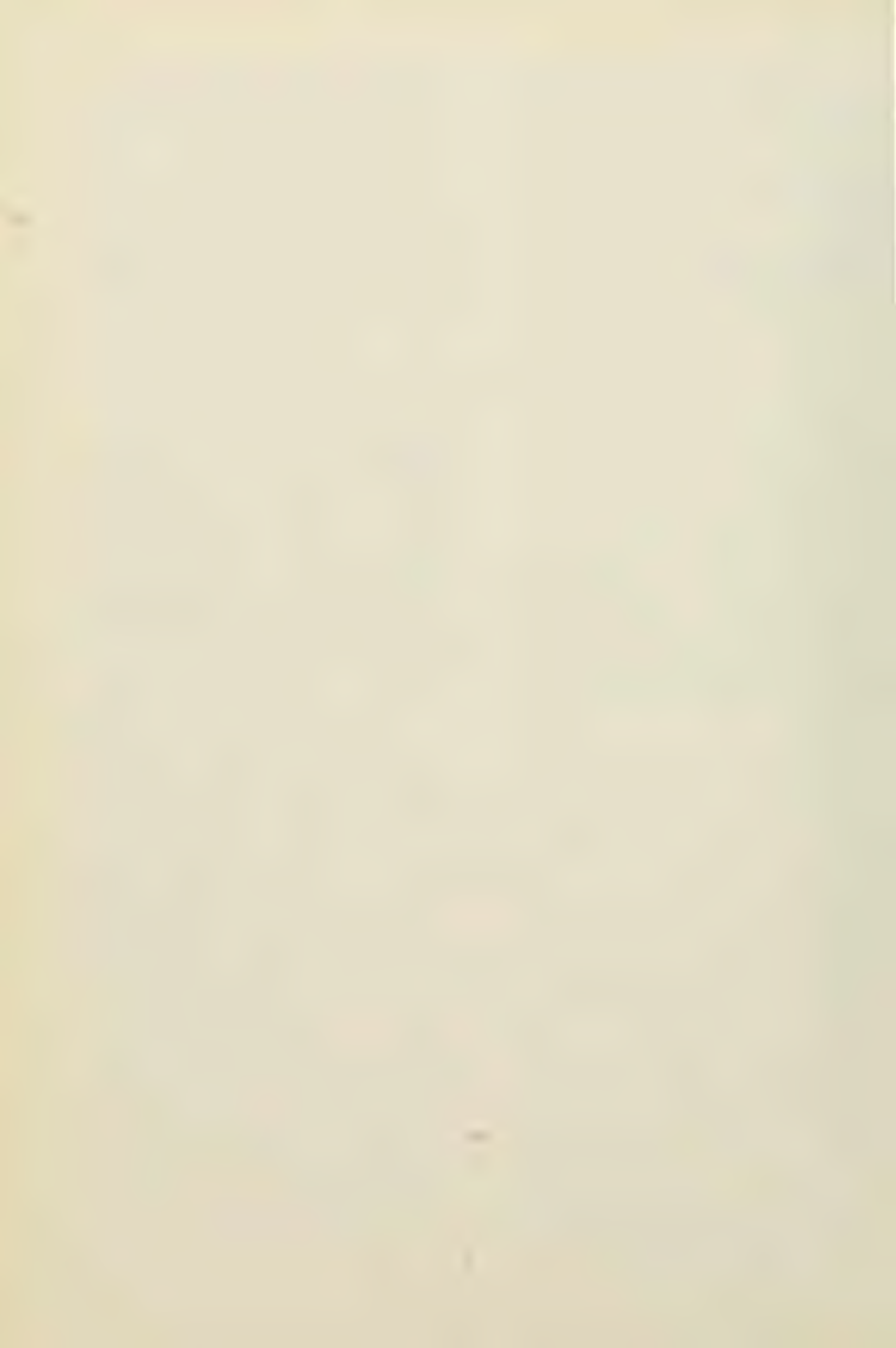
Wick, W. & Wolburg, J. (1962): Wealden in NW-Deutschland. - In: Leitfossilien der Mikropaläontologie, 191-224; Berlin (Gebr. Bornträger).

Wiesner, M. G. (1983): Lithologische und geochemische Faziesuntersuchungen an bituminösen Sedimenten des Berrias im Raum Bentheim-Salzbergen (Emsland). - Unpubl. Thesis, University Hamburg.

Wilde, V. & Pelzer, G. (1987): Klimatische Tendenzen während der Ablagerung der Wealden-Fazies in Nordwesteuropa. - Geol. Jb., A **96**: 239-263; Hannover.

Wolburg, J. (1949): Ergebnisse der Biostratigraphie nach Ostracoden im nordwestdeutschen Wealden. - In: Bentz (ed.): Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 349-360, Hannover-Celle.

Wolburg, J. (1959): Die Cyprideen des NW-deutschen Wealden. - Senck. leth., **40** (3/4): 223-315; Frankfurt.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	403–409	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Unteroligozäne Fischschiefer in Süddeutschland und Österreich

Von

LUDWIG DOHMANN & ROSWITHA BRAUNSTEIN*)

Mit 3 Abbildungen

KURZFASSUNG

In Südbayern und Österreich wurden die Biostratigraphie und Palökologie der unteroligozänen Fischschiefer und ihrer Äquivalente mittels Kalknannoplankton und Foraminiferen untersucht. Die Daten aus 70 Bohrungen und Aufschlüssen aus Süddeutschland (Bayern) und Österreich (Vorarlberg, Nordtirol, Oberösterreich und Niederösterreich) lieferten weitere Hinweise zur Genese dieses Faziestyps. Bio- und Lithofazies deuten auf eine schrittweise Abschnürung und Abkühlung des Beckens, die als Beginn der Paratethys-Sedimentation gedeutet werden.

ABSTRACT

Biostratigraphy and paleoecology of the „Fischschiefer" and its equivalents in the Lower Oligocene as determined from both cores of seventy holes and outcrops in Germany (Bavaria) and Austria have been investigated in terms of calcareous nannoplankton and foraminifera. Biofacies and lithofacies indicate a step by step process of isolation and cooling of the basin, which is assumed to be the commencement of the sedimentation of the Paratethys sea.

1. EINLEITUNG

Am Nordrand der Tethys entstehen im Unteroligozän dünnplattige, dunkle Mergel mit Anzeichen sauerstoffreduzierter Bedingungen für das Bodenleben und einer Überrepräsentanz von Plankton und Nekton. Alters- und faziesgleiche, als Fischschiefer s.l. zu bezeichnende Schichten sind von Westeuropa (Frankreich) bis zum Kaspischen Meer nachweisbar. Durch den Nordschub des kalkalpinen Deckenstapels kommt es ab der Eozän-Oligozän-Grenze zu einer schrittweisen Abschnürung des nördlichen Tethysrandes. Detaillierte Aufschlußbeschreibungen und umfangreiche Floren- und Faunenlisten sind in SEIFERT et al. (1991) und DOHMANN (1991) enthalten.

DANK

Für die freundliche Genehmigung zur Bearbeitung von Bohrkernen sowie für vielfältige Hilfeleistungen danken wir den Firmen RAG, ÖMV, BEB, MOBIL, PREUSSAG und WINTERSHALL sowie der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT (DFG) für die finanzielle Unterstützung.

*) ROSWITHA BRAUNSTEIN, Floragasse 4, A-1040 Wien, Österreich;
Dr. LUDWIG DOHMANN, Poststr. 3a, D-85567 Grafing b. München

2. VORKOMMEN

Unteroligozäne, in östlichen Bereichen auch tiefmitteloligozäne Fischschiefer und ihre Äquivalente treten in folgenden Ablagerungsbereichen auf (Abb. 1):

* Frankreich, Schweiz: In sedimentärem Kontakt mit Globigerinenmergeln des Dauphinois (= Helvetikum); als Beckenfazies zu Äquivalenten der Deutenhausener Schichten (Fm. du Val d'Illiez). Bestimmte pelitische Intervalle innerhalb oder am Top von Äquivalenten der Deutenhausener Schichten (Steinibach im Entlebuch; Engi im Kanton Glarus).
* Bayern, Oberösterreich/ Vorarlberg: Über Lithothamnienkalken oder deren faziellen Vertretungen an der Basis der Vorlandmolasse bzw. Überfahrenen Molasse. In tektonisch aufgeschuppter Position, in nicht gestörtem sedimentärem Kontakt mit helvetischen Stockletten:
  - Chiemgau: Galon-Graben.
  - Faltenmolasse: Zementwerk Marienstein (Bayern).
  - in Schuppenzonen (Beispiel: Perwang, Oberösterreich).

  Äquivalente Bildungen der Fischschiefer im Rahmen der Fächersedimentation der Deutenhausener Schichten:
  - Basis der Deutenhausener Schichten (Haldemooseck, Ammer, Bayern; Straße Dornbirn-Bödele, Vorarlberg).
  - Bestimmte pelitische Intervalle der Deutenhausener Schichten.
* Im Rahmen des inneralpinen Tertiärs
* Ehem. CSFR, Ungarn, Rumänien, Bulgarien, ehem. UdSSR:
  - als Menilite im Karpatenflyschbecken.
  - als Fischschiefer in Tiefschelf- oder Hangenvironments.

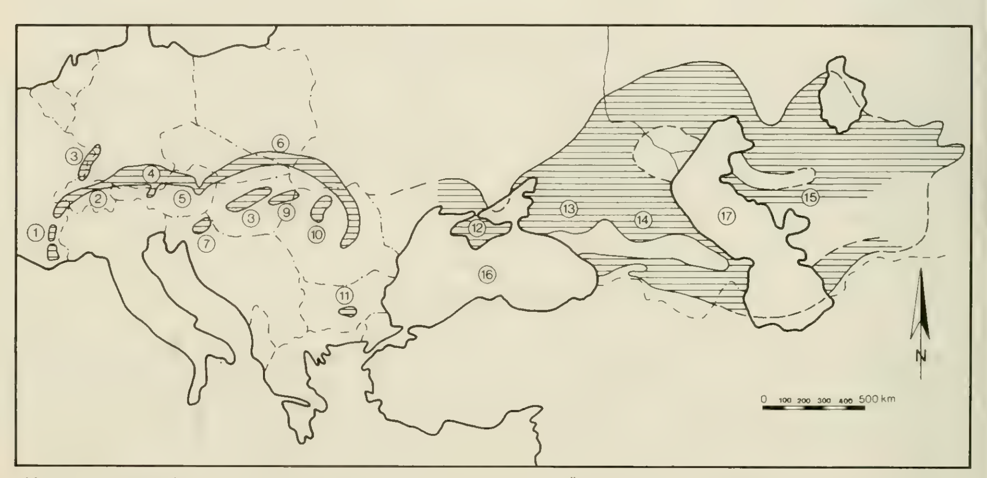


Abb. 1: Verbreitungsgebiet unter- und mitteloligozäner Fischschiefer und ihrer Äquivalente. Kartengrundlage aus Vetö (1987), östlich von Österreich unverändert übernommen, im Westbereich abgeändert und ergänzt. 1 - Frankreich; 2 - Schweiz; 3 - Oberrheingraben; 4 - Bayern und Nordtirol; 5 - Ober- und Niederösterreich bis Wien; 6 - Waschbergzone, Pausramer und Steinitzer Einheit, Karpatenflyschbecken; 7 - Slowenien; 8 - Nordungarisches Becken; 9 - Szolnok Flyschbecken; 10 - Transsylvanisches Becken; 11 - Bulgarisches Becken; 12 - Krim; 13 - Westkaukasus; 14 - Ostkaukasus; 15 - Mangyshlak; 16 - Schwarzes Meer; 17 - Kaspisches Meer.

3. STRATIGRAPHISCHE UND PALÖKOLOGISCHE ERGEBNISSE

3.1 KALKNANNOPLANKTON

Die Stratigraphie mit kalkschaligem Nannoplankton entspricht weitgehend den publizierten Standardzonierungen nach Martini (1971).

In den Deutenhausener Schichten in Oberbayern und Vorarlberg ist basal eindeutig NP21 nachweisbar, während zum Hangenden hin die Unterscheidung NP21-NP22 aufgrund umfangreicher Umlagerungen nicht möglich ist. Als dominierende Gruppe treten die Coccolithaceae mit ökologisch variablen Arten auf. Arten, die Warmwasser bevorzugen (z. B. Discoasteriden und Sphenolithen), sind nur in geringer Zahl vorhanden.

Die unteroligozänen Fischschiefer des inneralpinen Unterinntal-Tertiärs sind der NP22 zuzuordnen. Das Nannoplankton ist in artlicher Zusammensetzung und Häufigkeit bestimmter Arten identisch mit altersgleichem Material aus Mittelitalien (Nocchi et al. 1988) und ebenso mit den NP22-Floren der Waschbergzone Niederösterreichs (Seifert et al. 1991). Dominierend treten *Dictyococcites dictyodus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Lanternithus minutus* und *Zygrhablithus bijugatus* auf.

Das Kalknannoplankton aus dem Kernmaterial von Bohrungen aus Oberösterreich belegt vereinzelt ein obereozänes/ unteroligozänes Alter für den Übergang Lithothamnienkalk/

Fischschiefer (NP19/20-NP21) und ein unteroligozänes Alter für den Fischschiefer (*Ericsonia subdisticha*-Zone NP21; *Helicosphaera reticulata*-Zone NP22): Die Grenzziehung von Eozän zu Oligozän ist durch das häufige Fehlen von *Discoaster barbadiensis* und *Discoaster saipanensis* als Zonenleitfossilien erschwert. Die Definition der Zonen NP19/20 erfolgt durch das Erstauftreten von *Isthmolithus recurvus* (Martini & Müller 1986) und *Ericsonia obruta* (Perch-Nielsen 1985:431) bei gleichzeitigem Vorkommem von *Cribrocentrum reticulatum*. Die Zone NP21 des unteroligozänen Fischschiefers ist durch das Vorkommen der Arten *Ericsonia obruta* und *E. subdisticha* bei gleichzeitigem Vorkommen von *Cyclococcolithus formosus* gut abgrenzbar. Die Einstufung in die Zone NP22 erfolgt durch das Fehlen von *C. formosus* bei gleichzeitigem Vorkommen von *Reticulofenestra umbilica*, *R. hillae* und *E. subdisticha*. Die Zone NP22 kann in den Fischschiefern der östlichen bayerischen Vorlandmolasse fehlen.

In beiden unteroligozänen Zonen häufen sich die Arten *Reticulofenestra bisecta*, *Dictyococcites dictyodus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Lanternithus minutus* und *Zygrhablithus bijugatus* massenartig und in wechselnden Größen an. Der Übergang zum Hellen Mergelkalk (NP23) ist durch das Massenvorkommen der für die Paratethys typischen eingeschränkten Flora mit *Reticulofenestra ornata* und *Pontosphaera fibula* charakterisiert. Die Zusammensetzung der Kalknannoflora ist für das bayerische und österreichische Alpenvorland nahezu identisch, unterscheidet sich jedoch von der Vergesellschaftung der nördlichen Waschbergzone und der Steinitzer und Pausramer Schichten durch eine eingeschränktere Gattungs- und Artenzahl.

Zusammenfassend können küstennahe und offenmarine Assoziationen für den betrachteten Zeitraum unterschieden werden. Küstennahe Formen dominieren in den Floren der Fischschiefer der Vorlandmolasse und des inneralpinen Tertiärs. Hingegen zeigt das Kalknannoplankton der Deutenhausener Schichten, der Schönecker Fischschiefer und der tieferen Teile des Unterinntaltertiärs einen stärker offenmarinen Charakter. Lagenweise treten einzelne Arten in allen Ablagerungsbereichen in bloomartiger Häufigkeit auf.

3.2 FORAMINIFERENFAUNA

Für die Zonierung mit planktonischen Foraminiferen wurde auf Toumarkine & Luterbacher (1985: 97f.) und Bolli & Saunders (1985: 157 ff.) zurückgegriffen.

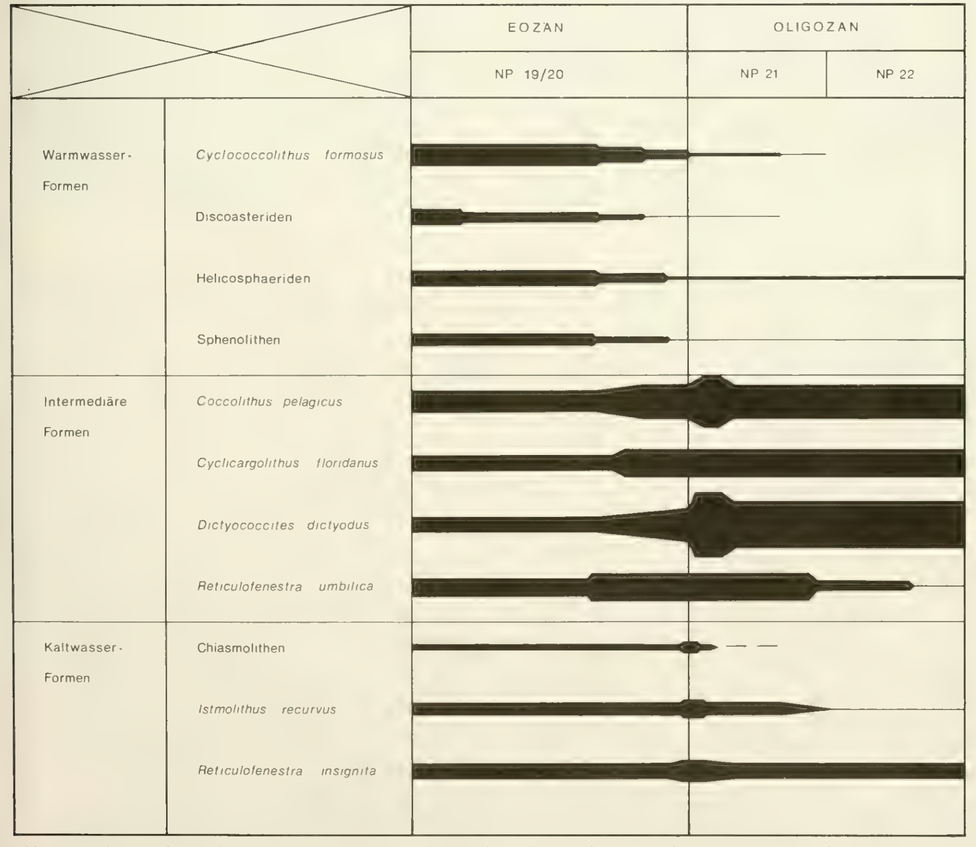


Abb. 2: Verteilungstendenzen der wichtigsten Nannoplanktonarten und -gruppen um die Eozän-Oligozän-Grenze im Profil Galongraben.

Die *Turborotalia cerroazulensis* s. l. - Zone konnte in den obereozänen Stockletten des Galongrabens (Chiemgaugebiet), in Marienstein (Tegernseegebiet) und mit Einschränkung auch im Ampfinger Mergel der bayerischen Vorlandmolasse nachgewiesen werden. Die *T. cerroazulensis*-Gruppe wird gegen Ende des Obereozäns und zu flacheren Ablagerungsbereichen hin sehr selten. Die großen Globigerinen des Obereozäns (*G. yeguaensis*, *G. praeturritilina*, *G. eocaena*, *G. crypthomphala*) werden ähnlich selten und bereits im obersten Eozän von kompakten, kleinwüchsigen Globigerinen (*G. officinalis*, *G. tapuriensis*, *G. utilisindex*, *G. ampliapertura*, *Subbotina angiporoides*, *Globorotalia opima nana*) allmählich abgelöst.

Die *Cassigerinella chipolensis*/*Pseudohastigerina micra*-Zone (Blow & Banner (1962), neu benannt von Bolli (1966)) des Unteroligozäns war anhand von Foraminiferen positiv nicht nachweisbar, da die Zonenmarker im bearbeiteten Unteroligozän sehr selten bzw. nicht vertreten sind. Als Altersangabe ist in der Regel stets nur ein „Nicht mehr Obereozän" vertretbar. Hier war das kalkschalige Nannoplankton meist aussagekräftiger.

Auch *G. sellii* kann nicht zur Abgrenzung eines tieferen von einem höheren Unteroligozän herangezogen werden, da diese Form bei der meist schlechten Erhaltung des Planktons nicht einwandfrei nachweisbar war.

Die zeitliche Verbreitung der benthonischen Foraminiferen wird durch die paläozeanographische Entwicklung und die Ausbreitung sauerstoffarmer Bodenverhältnisse gesteuert. Von lokaler stratigraphischer Bedeutung ist das Ersterscheinen von *Cibicidoides dutemplei* und *Cib. jarvisi* im obersten Eozän im Chiemgaugebiet. Bei gleichzeitigem Fehlen von Obereozän-Indikatoren können *Bulimina sculptilis* und *Bolivina aenariensiformis* als Unteroligozän-Anzeiger benutzt werden. Die letzte Art ist aber meist nur selten im flacheren Oberbathyal vertreten.

Die bei Lindenberg (1965: Abb. 3) ausgewiesene Bolivinen-Verbreitung kann nicht generell übernommen werden. Die Unterart *B. beyrichi bituminosa* kann im Galongraben bereits im tiefsten Oligozän mit Beginn der Fischschieferfazies nachgewiesen werden, tritt neben B. *beyrichi beyrichi* auf und ist mit dieser durch Übergangsformen verbunden. Auch die Verbreitung der *B. vaceki*-Gruppe ist ökologisch gesteuert. Die Form tritt in den Bereichen auf, die einen normalen Sauerstoffgehalt vermuten lassen. In den sauerstoffarmen Fischschiefern wird *B. vaceki* durch *B. koessenensis* abgelöst.

Zwei palökologische Aspekte der Foraminiferenfauna sollen im Vordergrund stehen. Zum einen kann anhand der Foraminiferenvergesellschaftungen die Absenkung des Beckens, speziell im Bereich der Vorlandmolasse verfolgt werden (Abb. 3), zum anderen ist die kennzeichnende Assoziation bestimmter Foraminiferen-Morphotypen in den dysaeroben Fischschiefern zu erläutern.

Im Bereich der Vorlandmolasse verbleibt der Ablagerungsraum im Obereozän in Tiefen, die das tiefere Neritikum nicht übersteigen. Mit Beginn des Oligozäns ist eine rasche Absenkung des Beckens zu vermerken, die Beträge bis 300 m erreichen kann. Besonders auffällig ist die *Bolivina-Bulimina*-Vergesellschaftung, die das obere Bathyal kennzeichnet. Für noch größere Tiefen spricht die *Valvulineria-Cancris-Stilostomella*-Fauna (tieferes Oberbathyal) bzw. die *Praeglobobulimina-Chilostomella-Bulimina*-Fauna (tiefstes Oberbathyal bis Mittelbathyal). Im Bereich der Schönecker Fischschiefer ist eine Absenkung anhand der Foraminiferenfauna nicht erkennbar.

FAUNENGEMEINSCHAFTEN (● = Obereozän (nur Ampfing); ▲ = Unteroligozän; ↓ = Entwicklung)	BATHYMETRIE	TIEFE (abgeschätzt)	BOHRUNGEN UND PROFILE																		
			Schoneck	Galongraben	Marienstein	Perwang 1 (A)	Kirchham 1 (A)	Voitsdorf 1 (A)	Eberstalzell 1 (A)	Sattledt 8 (A)	Hohenrain 2	Steinhöring 1/1a	Hohenlinden Süd 1	Hohenlinden 1	Schnaupping 1	Ampfing Ost 1	Ampfing 1	Salmannskirchen 1	Teising 1	Ampfing 17	Ampfing 16
Nummulites Asterigerina	flaches Neritikum	bis 100m																	▲1		
Lenticulina Elphidiidae	mittleres Neritikum	50m bis 150m																			●1
Lenticulina Quinqueloculina Spiroplectammina	tiefes Neritikum	100m bis 200m									▲1		▲1					▲1		●1	●2
Cibicidoides Melonis Alabamina	tiefstes Neritikum	200m				▲1					▲2	▲1		▲1				▲2	▲2	●2	●3
Bathysiphon Cyclammina	tiefstes Neritikum bis flaches Oberbathyal	200m bis 400m				▲2		▲1		▲1			▲2	▲2	▲1	▲1	▲1	▲3	▲3		
Bolivina Bulimina	Oberbathyal	400m			▲1	▲3	▲1		▲1					▲3	▲2	▲2	▲2	▲4	▲4		
Valvulineria Cancris Stilostomella	tiefes Oberbathyal	400m bis 600m			▲2			▲2			▲3	▲2									
Praeglobobulimina Chilostomella Bulimina	Mittelbathyal	600m bis 800m		▲1																	
Sonderfazies (nur Plankton und Nekton)	Ober- bis Mittelbathyal je nach vorheriger Tiefe!	400m bis 800m	▲1	▲2		▲4	▲2	▲3	▲2	▲2	▲4	▲3	▲3					▲5			

Abb. 3: Die Absenkung des Beckens im Unteroligozän im Bereich der Vorlandmolasse, aufgezeigt anhand von Benthos-Vergesellschaftungen. Die Pfeile markieren die Entwicklungsrichtung.

Die Verteilung der Foraminiferen nach Morphogruppen (vgl. Bernhard, 1986: 208) kann im Unteroligozän mit dem Sauerstoffgehalt des Wassers und der Bathymetrie (als Summenfaktor) korreliert werden. Das Benthos im Unteroligozän wird ab Tiefen etwa größer 200 m von Formen gestellt, die allesamt dysaerobe Bodenverhältnisse tolerieren. Die Morphogruppen umfassen:

- zweizeilige Formen (abgeflacht; schlank; zylindrisch): *Bulimina*, *Bolivina*, *Stainforthia*, *Caucasina*, *Uvigerina*, *Trifarina*, *Stilostomella*, *Chilostomella*, *Praeglobobulimina*
- abgeflacht planspirale und plankonvexe Formen: *Lenticulina*, *Globocassidulina*, *Cancris*, *Alabamina*
- biumbilicate oder sphärische Formen: *Melonis*
- agglutinierte Formen: *Cyclammina*

Die Morphogruppen stimmen mit denen der mitteleozänen Spirka-Fischschiefer und der Fischschiefer im Obereger der Ostmolasse überein und zeigen auch deutliche Parallelen zu Faunen älterer, sauerstoffarmer Ablagerungen (vgl. Bernhard, 1986). Bathymetrisch können die dysaeroben Vergesellschaftungen nach Häufigkeitsformen wie folgt gegliedert werden:

Bathysiphon, *Cyclammina*	flaches Oberbathyal
Bolivina, *Bulimina*	Oberbathyal
Valvulineria, *Cancris*, *Stilostomella*	tiefes Oberbathyal
Praeglobobulimina, *Chilostomella*, *Bulimina*	Mittelbathyal

Laut Bernhard (1986: 213) und der dort angeführten Sekundärliteratur ist bei dysaeroben bis anoxischen Bodenverhältnissen von einer behinderten Kalkausscheidung auszugehen. Ferner wird angegeben, daß die Foraminiferen durch nahe an den Poren plazierten Mitochondrien versuchen, die Sauerstoffaufnahme zu verbessern. Als Folge dieser Bedingungen herrschen nicht ornamentierte, stark perforierte, dünnwandige und kleinwüchsige Formen vor, die sich durch ein hohes Oberflächen : Volumen-Verhältnis auszeichnen.

Die zu erwartende Dominanz agglutinierter Formen, als Reaktion auf den Kalkmangel, konnte nur in wenigen Proben beobachtet werden, in denen *Bathysiphon*, *Rhabdammina* und vor allem *Cyclammina* vorherrschen. Dieser Vergesellschaftungstyp erscheint aber nur im Bereich tiefstes Neritikum bis flaches Oberbathyal.

Die als Sonderfazies anzusprechende Plankton-Nekton-Vergesellschaftung (Globigerinen + Fischreste) kennzeichnet das Stadium, in dem die H_2S-O_2-Grenzfläche über die Sedimentoberfläche aufgestiegen ist und jegliches Bodenleben verhindert hat. Die Vergesellschaftungen des unteroligozänen Fischschiefers im inneralpinen Tertiär weisen häufig eine größere Diversität auf. Hier können zwei Gruppierungen als Endglieder einer Mischreihe benannt werden. Die oxische Vergesellschaftung des flachen Oberbathyals weist eine relativ hohe Diversität auf, die gering diverse, dysaerobe Gemeinschaft weist nur mehr als Pyritsteinkern erhaltene Formen auf. Hier liegen im Sinne von Oschmann (1991) aerobe (ganzjährig oxisch bis sehr kurzfristig O_2-Mangel), poikiloaerobe (max. 3 Monate/Jahr O_2-Mangel) und dysaerobe (3-12 Monate/Jahr deutlicher Sauerstoffmangel) Verhältnisse vor, die saisonal wechseln können. Da im Falle des inneralpinen Tertiärs zur Fischschieferzeit gerade der Übergang vom Schelf zum Hang vorliegt, vermischen sich Schelf- und Hang-Anoxia-Typen (vgl. Oschmann, 1991: Abb. 2 und Tab. 1).

4. ANMERKUNGEN ZUR EOZÄN-OLIGOZÄN-GRENZE

Der Eozän-Oligozän-Übergang in Oberbayern, Nordtirol und Oberösterreich ist in den verschiedenen Sedimentationsräumen wie folgt ausgebildet:

- Vorlandmolasse in Bayern und Oberösterreich: E/O-Grenze, etwa Übergang Lithothamnienkalk - Fischschiefer, bzw. teilweise noch innerhalb des Lithothamnienkalks; nördliche Bereiche des Fischschiefers sollen noch in das Unteroligozän reichen (Buchholz, 1984: Abb. 4); vermutlich erreichte die Absenkung der Karbonatplattform dort erst posteozän Tiefen (> 200 m), in denen eine Lithothamnienfazies nicht mehr gebildet wurde.
- Faltenmolasse Ostbayern: Die in Marienstein miteinander verschuppten Stockletten (NP 19/20) und Fischschiefer (NP 21) legen eine kontinuierliche Sedimentation über die E/O-Grenze hinweg nahe, ohne daß bisher ein Nachweis dieser Grenze erbracht werden konnte.
- Faltenmolasse Westbayern: Die Fazies der tiefen fischschieferartigen Deutenhausener Schichten legt eine Entwicklung Stockletten - Fischschiefer - Schüttung der Deutenhausener Schichten in das Fischschieferbecken nahe. Ein durchgehendes Profil ist nicht bekannt.
- Inneralpines Tertiär: Kontinental-limnische oder flachmarine Sedimente an der E/O-Grenze. Die tiefsten Fischschieferproben fallen bereits in die NP 22.
- Tektonischer Bereich des Helvetikums: Ein durchgehendes Profil in Mergelfazies liegt im Galongraben bei Hachau vor. Teilprofile erfassen entweder das höchste Eozän (Profile G, F im Galongraben; Thalmann, Rohrdorf) oder tiefes Oligozän (Teilprofile A, B, teilweise G im Galongraben).

Für einen internationalen Vergleich ist vor allem das durchgehende Profil des Galongraben-Oberlaufs von Bedeutung.

Lithologisch ist der Wechsel von obereozänen Stockletten zu unteroligozänen Fischschiefern an dem Übergang von hellen Kalkmergeln zu dunkelbraunen Mergeln und Tonmergeln erkennbar. Im tiefsten Teil der dunklen Mergel liegen laminierte Bereiche vor.

Beim Nannoplankton liegt die letzte, eindeutig als Obereozän (NP 19/20) anzusprechende Probe ca. 1,80 m unter

der E/O-Grenze. Im darüberliegenden Intervall werden die leitenden Discoasteriden (*D. saipanensis*, *D. barbadiensis*) sehr selten und können in manchen Präparaten nur noch als Einzelstücke gefunden werden. Gleichzeitig ist ein Wechsel in der Vergesellschaftung des kalkschaligen Nannoplanktons festzustellen, bei der die Warmwasserelemente durch intermediäre und Kaltwasserformen zurückgedrängt werden. Zwei intermediäre Formen (*Dic. dictyodus*, *Cocc. pelagicus*) tragen wesentlich zu den Massenvorkommen von Nannoplankton und damit der Lamination des Sediments im untersten Oligozän bei. Dieser Florenwechsel ist nahezu identisch mit dem im Südatlantik (Wei & Wise, 1990). Im Zuge dieser Kaltwassereinflüsse wird auch *Ericsonia subdisticha* deutlich häufiger.

Bei den planktonischen Foraminiferen ist eine ähnliche Entwicklung festzustellen. War der Ablagerungsbereich der obereozänen Stockletten schon für Hantkeninen nicht mehr erreichbar (Schwelleneinfluß?), so zeigen die Turborotalien der *cerroazulensis*-Gruppe ein paralleles Verhalten zu den Leitformen des Nannoplanktons. Warmwasserformen werden also zurück- bzw. verdrängt. Auch die „großen Globigerinen" des Obereozäns (*G. corpulenta*, *G. linaperta*, *G. cryptomphala*) werden sehr selten.

Die benthonischen Foraminiferen erfahren einen tiefgreifenden Diversitätsschnitt. Bis 1,80 m unter der E/O-Grenze kann eine hochdiverse Obereozän-Fauna des tiefen Oberbathyals bis hohen Mittelbathyals bestimmt werden. Sie wird dominiert von einer reichen Anomalinidenfauna, bei der am E/O-Übergang nur noch *Cibicidoides dutemplei*, *C. jarvisi* und *C. megomphalus* von Bedeutung sind. Starke Rückgänge sind auch bei den Gattungen *Stilostomella*, *Uvigerina*, *Pleurostomella* zu verzeichnen. Agglutinierte Formen setzen aus bzw. sind nicht erhalten. Die am neuen Stratotyp für die E/O-Grenze in Massignano, Mittelitalien festgestellten Benthosevents (*Bolivina*-Bloom, FAD von *Cyclammina* sp.) sind im Galongraben nicht im obersten Eozän, sondern bezüglich der Bolivinen erst im tiefsten Oligizän nachweisbar.

Die aufgezeigte Entwicklung im Galongraben Profil bestätigt Literaturangaben, daß der E/O-Übergang kein katastrophales Event markiert, sondern eine allmähliche Homogenisierung der Wassermassen mit einer Verschiebung der Faunenelemente zu intermediären und Kaltwasserformen hin. Das Benthos läßt eine Abschnürung des (Paratethys-) Beckens bei Ausbildung einer geschichteten Wassersäule (Thermo- und Halokline) erkennen. Insgesamt ergibt sich das Bild einer Faziesgrenze, deren Alter und charakterisierende Bioevents im Detail nicht mit denen zentraler Tethysprofile oder des Südatlantiks genau übereinstimmen.

Im tiefsten Oligozän fällt beim Benthos eine Faunengemeinschaft mit *Praeglobobulimina*, *Chilostomella*, *Bulimina*, *Globocassidulina*, *Valvulineria* und als untergeordnete Begleiter *Lenticulina*, *Stilostomella* und *Bolivina* auf. Diese Fauna deutet auf verringerte Sauerstoffgehalte am Boden, die sich als Folge eines geschichteten Wasserkörpers einstellten.

In den unteroligozänen Teilprofilen des Galongrabens haben sich die Lebensbedingungen für das Benthos weiter verschlechtert. Die noch vorhandenen Einzelformen sind wahrscheinlich umgelagert oder an Pflanzenmaterial eingedriftete Epiphyten. Einen wichtigen Hinweis auf boreale Wassermassen liefert das gehäufte Auftreten von Pteropoden der Gattung *Limacina* (= *Spiratella* in der ungarischen Literatur), die Schichtflächen pflasterartig bedecken können.

5. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Mit Beginn des Oligozäns setzt die Fischschieferfazies ein. Bei eingeschränkten Austauschmöglichkeiten werden boreale Wassermassen von einer geringmächtigen Schicht tethyalen Wassers unter Ausbildung einer Thermo- und Halokline überlagert. Anhand der Nannoflora und Foraminiferenfauna kann der Wechsel von Warm- zu Kaltwasserverhältnissen und die Abschnürung des Beckens nachvollzogen werden. Mit Einsetzen der Fischschieferfazies ist der Beginn einer Paratethys-Sedimentation nachweisbar, welche sich von mediterranen Verhältnissen (Riffwachstum in Norditalien) deutlich unterscheidet. Die weite und annähernd zeitgleiche Verbreitung der Fischschieferfazies im Paratethysraum legt den Gebrauch einer einheitlichen Stufenbezeichnung nahe. Es sollte daher geprüft werden, ob die in Ungarn gebräuchliche Bezeichnung „Kiscell" (Baldi, 1979) nicht auch weiter westlich für das tiefe Oligozän verwendet werden kann.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Baldi, T. (1979): Changes of Mediterranean (?Indopacific) and boreal influences in Hungarian marine mollusc faunas since Kiscellian until Eggenburgian times; the stage Kiscellian. - Ann. Géol. Pays Hellén. VII Congr. CMNS Athen, **I**: 19-49; Athen.

Bernhard, J. M. (1986): Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene. - J. Foram. Res., **16** (3): 207-215, 2 Abb., 4 Tab.; Washington D. C.

Blow, W. H. & Banner, F. T. (1962): The Mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinaceae. - In: Eames, F. E., Banner, F. T., Blow, W. H. & Clarke, W. J. (Hrsg.), Fundamentals of Mid Tertiary stratigraphical correlation: 61-151, 20 Abb., Taf. 8-17; Cambridge.

Bolli, H. M. (1966): Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. - Bol. inform. Asoc. Venezolana Geol. Min. Petrol., **9**: 3-32, 4 Tab.; Caracas.

Bolli, H. M. & Saunders, J. B. (1985): Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. - In: Bolli, H.M., Saunders, J. B. & Perch-Nielsen, K. (Hrsg.): Plankton Stratigraphy, 155-262, 46 Abb.; Cambridge (University Press).

BUCHHOLZ, P. (1984): Sedimentation und Diagenese des Lithothamnienkalkes der bayerischen Ostmolasse. - Unveröff. Dipl.-Arb. TU Braunschweig, 146 S., 24 Abb., 5 Tab., 8 Taf., 4 Anl.; Braunschweig.

DOHMANN, L. (1991): Unteroligozäne Fischschiefer im Molassebecken. Sedimentologie, Nannoplankton, Foraminiferen, Paläogeographie. - 324 S., 61 Abb., 73 Tab., 21 Taf.; Diss. Univ. München (Fotodruck).

LINDENBERG, H. G. (1965): Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. - Boll. Soc. Paleont. Ital., **4**: 64-160, 32 Abb., 5 Detailkarten, 4 Anl.; Modena.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. - In: FARINACCI, A. (Hrsg.), Proc. 2nd Plankton Conf. Rome, 1970, **2**, 739-785, 6 Tab., 4 Taf.; Rom.

MARTINI, E. & MÜLLER, C. (1986): Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. - Newsl. Stratigr., **16** (2): 99-112, 7 Tab.; Berlin, Stuttgart.

NOCCHI, M.; PARISI, G.; MONACO, P.; MONECCHI, S. & MADILE, M. (1988): Eocene and Early Oligocene Micropaleontology and paleoenvironments in SE Umbria, Italy. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **67**: 188-244, 23 Abb.; Amsterdam.

ODIN, G. S. & MONTANARI, A. (1989): Age radiométrique et stratotype de la limite Eocène Oligocène. - C. R. Acad. Sci., **309**, sér. II: 1939-1945, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Paris.

OSCHMANN, W. (1991): Distribution, dynamics and palaeoecology of Kimmeridgian (Upper Jurassic) shelf anoxia in western Europe. - In: TYSON, R. V. & PEARSON, T. H. (Hrsg.): Modern and ancient shelf anoxia. - Spec. Publ. Geol. Soc. London, **58**: 381-395, 11 Abb., 1 Tab.; London.

PREMOLI-SILVA et al.: The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). - Int. Subcomm. Paleogene Strat., E/O-Meeting, Spec. Publ. **2**: 253-263, 2 Abb.; Amsterdam.

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Cenozoic calcareous nanno fossils. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Hrsg.): Plankton Stratigraphy, 427-554, 91 Abb.; Cambridge (University Press).

SEIFERT, P. et al. (1991): Korrelation der oligozänen Schichtfolgen von Ottenthal (Waschbergzone, Niederösterreich) mit der Region Kiscell (Budapest, Nordungarn). - Jubiläumsschrift 20 J. Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn. Teil 1: 109-129; Wien, Budapest.

TOUMARKINE, M. & LUTERBACHER, H. P. (1985): Paleocene and Eocene planktic foraminifera. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Hrsg.): Plankton Stratigraphy: 87-154, 42 Abb.; Cambridge (University Press).

VETÖ, I. (1987): An Oligocene sink for organic carbon: upwelling in the Paratethys? - Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **60**: 143-153, 7 Abb., 5 Tab.; Amsterdam.

WEI, W. & WISE, W. JR. (1990): Biogeographic gradients of the Middle Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. - Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol, **80**: 29-61, 29 Abb., 1 App.; Amsterdam.



Zitteliana	20	Hagn/Herm-Festschrift	411–417	München, 31. 12. 1993	ISSN 0373-9627

Biostratigraphische Untersuchungen in der Oberen Meeresmolasse bei Bad Füssing (Niederbayern) - Ein Beispiel für die praktische Anwendung mikropaläontologischer Untersuchungsmethoden bei der Standortoptimierung von Grundwassererschließungen

Von

WALTER F. WENGER*)

Mit 2 Abbildungen

KURZFASSUNG

Mit Hilfe einer mikropaläontologischen Bearbeitung zweier Bohrprofile aus der Oberen Meeresmolasse bei Bad Füssing (Niederbayern) gelang es, die Existenz von Begleitstörungen des Pockinger Abbruchs nachzuweisen. Damit konnten als Vorplanung für eine Trinkwassererschließung Bereiche maximaler Aquifermächtigkeiten abgegrenzt werden.

ABSTRACT

By a micropaleontologic investigation of the material of two boreholes in the Upper Marine Molasse sediments near Bad Füssing (Lower Bavaria) it was possible to show that a main fault called „Pockinger Abbruch" is connected with numerous accompanying faults. This result was a basis for the separation of areas with maximum thickness of the interesting aquifer and thus for a feasibility study for a new groundwater capture.

1. EINLEITUNG

Der Zweckverband zur Wasserversorgung der Ruhstorfer Gruppe mit Sitz in Griesbach i. R. betreibt zur Versorgung seiner Mitgliedsgemeinden Griesbach i. R., Pocking, Bad Füssing, Ering a. I., Kirchham, Malching, Ruhstorf a. d. R., Tettenweis und Neuhaus a. I. mit Trinkwasser zwei Wassergewinnungsgebiete im Inntal südlich Pocking bei Osterholzen und im Aigner Forst (Abb. 1). Im Wassergewinnungsgebiet Osterholzen erschließen 6 Vertikalbrunnen und ein Großvertikalbrunnen mit etwa 15 bis 20 m Bohrtiefe, im Aigner Forst 9 Vertikalbrunnen mit etwa 10 m Bohrtiefe Grundwasser aus der quartären, überwiegend kiesig ausgebildeten Talfüllung des Inns. Wegen der hohen Durchlässigkeit dieser Schotter für Sickerwässer und der geringmächtigen Überdeckung ist das Grundwasser anthropogenen Beeinträchtigungen sehr stark ausgesetzt. Insbesondere die intensive landwirtschaftliche Nutzung führte in den vergangenen Jahren zu einer zunehmenden Belastung des hier gewonnenen Trinkwassers mit Nitrat und Pflanzenschutzmitteln. Es kam sogar mehrfach zu Überschreitungen des Grenzwertes der Trinkwasserverordnung. Gemäß dem Grundsatz der bayerischen Wasserwirtschaftsverwaltung, erkennbaren und vermeidbaren Bela-

*) Dr. WALTER F. WENGER, Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Lazarettstraße 67, D-80636 München

stungen des Trinkwassers durch Beseitigung der Ursachen zu begegnen und nicht zu technischen Abhilfemaßnahmen wie z. B. Aufbereitungsanlagen zur Nitratentfernung etc. zu greifen, wurde der Zweckverband dazu angeregt, eine Sanierung des genutzten Grundwasservorkommens durchzuführen. Dieses Programm umfaßt zunächst die Ermittlung des Grundwassereinzugsgebietes, d. h. der Bereiche, in denen das entnommene Grundwasser durch Niederschläge neu gebildet wird, und daraus resultierend die Erweiterung des Wasserschutzgebietes mit verschärften Auflagen für die Landwirte und andere potentielle Verursacher von Grundwasserbelastungen. Diese Maßnahmen zielen darauf ab, die Einhaltung der Prinzipien einer ordnungsgemäßen Landwirtschaft besser kontrollieren zu können. Grundlage hierfür sind das Düngemittelgesetz, wonach Düngemittel nur nach guter fachlicher Praxis bedarfs- und zeitgerecht ausgebracht werden dürfen und auch Standort- und Anbaubedingungen zu berücksichtigen sind, das Pflanzenschutzgesetz und die Pflanzenschutz-Anwendungsverordnung, in der geregelt ist, welche Pflanzenschutzmittel in Wassereinzugsgebieten und Wasserschutzgebieten zum Einsatz kommen dürfen. Dieses Sanierungsprogramm läuft derzeit noch. Eine deutliche Verbesserung der Trinkwasserqualität ist erst in einigen Jahren zu erwarten.

Zur momentanen Lösung der Qualitätsprobleme ließ der Zweckverband im Wassergewinnungsgebiet Osterholzen einen Tiefbrunnen erstellen, dessen unbelastetes Grundwasser dem der quartären Flachbrunnen beigemischt werden soll, um die Einhaltung der Grenzwerte der Trinkwasserverordnung bis zum Greifen der Sanierungsmaßnahmen zu gewährleisten. Ein vollständiges Ausweichen auf tiefere, besser geschützte Grundwasservorkommen ist nicht gewünscht, da es dem Prinzip der Ursachenbeseitigung widerspricht und zudem eine Versorgung der Bevölkerung allein aus Tiefengrundwasser wegen des begrenzten Dargebots nicht möglich ist. Aufgrund der mächtigen und weitgehend bindigen Überdeckung ist in Tiefenstockwerken die Grundwasserneubildung, die die gewinnbare Grundwassermenge bestimmt, wesentlich geringer.

Der etwa 200 m tiefe Tiefbrunnen erschließt Grundwasser aus den „Phosphoritsanden" (Untersimbacher Schichten) des unteren Ottnang. Das Wasser weist erhöhte Ammoniumgehalte auf, die geogenen Ursprungs sind. Es muß auf komplizierte Art aufbereitet werden.

Wegen der Qualitätspropleme sowohl beim quartären Grundwasser als auch beim Grundwasser aus den Phosphoritsanden und wegen der offenen und nur mit erheblichem Untersuchungsaufwand zu beantwortenden Dargebotsfrage, wurden Überlegungen angestellt, für den Zweckverband Trinkwasser aus oberflächennahen, jedoch besser geschützten Grundwasservorkommen zu erschließen. Hierzu wurden die im folgenden beschriebenen Untersuchungen durchgeführt.

DANK

Mein Dank gilt Herrn Regierungsdirektor Dr. HANS WIRTH †, der als damaliger Leiter des Referats „Hydrogeologie bei der Grundwasserbewirtschaftung und der Wasserversorgung in den Regierungsbezirken Niederbayern und Oberpfalz" die Anregung zu den Untersuchungen gab und sie mit Rat und Tat begleitete.

Die Profilinterpretation der Tiefbohrungen Osterholzen und Aigner Forst erfolgte in enger Zusammenarbeit mit Herrn Dr. UNGER, Bayerisches Geologisches Landesamt, der die sedimentpetrographische Bearbeitung durchführte und seine Ergebnisse für diese Arbeit dankenswerterweise zur Verfügung stellte.

2. GEOLOGISCHE UND STRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

2.1 HYDROGEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des ostniederbayerischen Tertiärhügellandes, das auf dem TK25-Blatt 7645/7745 Rotthalmünster an der Oberfläche überwiegend von jüngeren Sedimenten der Oberen Meeresmolasse, den Blättermergeln und Glaukonitsanden, aufgebaut wird. Aufgrund der Bildungsbedingungen in einem Flachmeer (maximal 30 bis 50 m Wassertiefe, WENGER 1987: 201) sind die Ablagerungen einem starken lateralen Wechsel unterworfen. Sie sind an der Basis überwiegend tonig ausgebildet, gehen aber bald in die für die Abfolge so typische und namengebende Ausbildung als dünnblättrige, sandig-glimmrige Mergel mit dünnen (oft nur millimeter-dicken) Feinsandlagen über. Diese sedimentologischen Eigenschaften können jedoch auf räumlich kurze Distanz im gleichen stratigraphischen Niveau durch andere Faziesverhältnisse abgelöst werden. Vor allem treten häufige Wechsel im Sandgehalt auf bis hin zu reinen Sandabfolgen („Glaukonitsande", „Brombacher Sande").

Diese Serien des mittleren Ottnang werden unterlagert von den Neuhofener Mergeln des höheren Unterottnang. Sie sind einheitlich tonig-mergelig mit geringem Feinsandgehalt ausgebildet. Darunter folgen die Untersimbacher Schichten des tieferen Unterottnang (WENGER 1987: 187 ff.), die einen höheren Sandgehalt aufweisen und in ihrer Ausbildung den Blättermergeln des Mittelottnang ähneln. In diese Serie sind die „Phosphoritsande" (NATHAN 1949: 11 ff.) eingeschaltet.

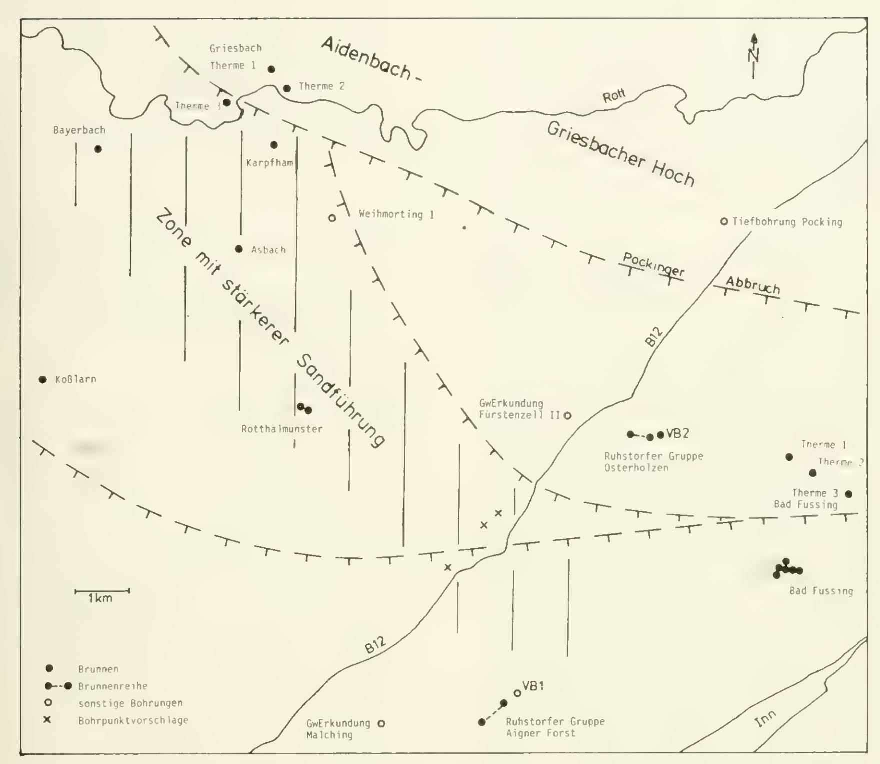


Abb. 1: Regionale Übersichtskarte mit den wichtigsten Bohraufschlüssen und tektonischen Störungen nach UNGER & SCHWARZMEIER (1982).

Die Molasseablagerungen werden von einem breiten Band quartärer Schotterablagerungen des Inntales, würmeiszeitlichen Niederterrassen, durchbrochen.

Für die geplante Grundwassererschließung eignen sich am ehesten die Serien des mittleren Ottnang. Aufgrund ihrer teilweise sandigen Ausbildung stehen ausreichend Porenräume für die Speicherung von Grundwasser zur Verfügung, im Gegensatz zu den feinkörniger entwickelten Neuhofener Mergeln. Als oberflächennaher Grundwasserleiter ist eine genügende Neubildung von Grundwasser gewährleistet, andererseits ist durch die horizontweise mergeligere Ausbildung ein besserer natürlicher Schutz des Grundwassers gegeben als im Bereich der hochdurchlässigen, kiesigen Talfüllungen. Zum Erzielen einer ausreichenden Brunnenergiebigkeit ist beim Erschließen der sandig-mergeligen Mittelottnang-Abfolge aber eine erhebliche Grundwassermächtigkeit, d. h. das Erschließen eines mächtigen Grundwasserleiters notwendig. Dies erfordert eine entsprechende Standortoptimierung.

Entsprechend der stark wechselnden petrographischen Ausbildung ist die Grundwasserführung dieser Serie sehr unterschiedlich. Gegenüber den meist angetroffenen geringeren Ergiebigkeiten heben sich vor allem die Brunnen des Marktes Rotthalmünster im Tal des Kößlarner Baches mit 20 bis 30 l/s ab. Diese regionalen Unterschiede in der Grundwasserführung könnten aber auch auf tektonische Störungen zurückzuführen sein, welche als Leitbahnen für den Grundwasserstrom dienen.

Es galt daher folgende Sachverhalte zu untersuchen:

1. Liegen tektonische Störungen im Untersuchungsgebiet vor, die Bedeutung für die Standortwahl einer Grundwassererschließung besitzen, entweder a) wegen ihrer hydraulischen Wirksamkeit oder b) wegen unterschiedlicher Mächtigkeiten der Mittelottnang-Serien?

2. Lassen sich einzelne Fazieszonen mit unterschiedlicher Gesteinsausbildung rekonstruieren und für eine Prognostizierung günstiger Brunnenstandorte heranziehen?

2.2 TEKTONIK

Die tektonische Situation im tieferen Untergrund wurde von UNGER & SCHWARZMEIER (1982: Abb. 2) dargestellt. Bei den hier verzeichneten Störungen kann davon ausgegangen werden, daß sie auch zur Ablagerungszeit der Blättermergel noch aktiv waren und die Molassesedimente beeinflußten (HAGN 1955: 356 u. Abb. 4, WENGER 1987: 192 u. 232). Das Untersuchungsgebiet durchzieht die als „Pockinger Abbruch“ bekannte Hauptstörung, die nach Süden zu von mehreren Sekundärstörungen begleitet wird. Die südlichste davon verläuft knapp südlich des Erschließungsgebietes Osterholzen

und ist in ihrem weiteren Verlauf durch die Erdölbohrungen Weihmörting und Füssing markiert, die auf diese Störung als mögliche Erdölfalle angesetzt wurden. Die Störung tangiert auf jeden Fall nicht den Nahbereich der besonders ergiebigen Rotthalmünsterer Brunnen, so daß ein Einfluß durch tektonisch bedingte verstärkte Klüftung nicht belegt werden kann. Weitere parallel verlaufende Störungen sind jedoch nicht auszuschließen, was auch durch den markanten, in etwa störungsparallelen Bogen des Kößlarner Baches zwischen Pattenham und Tutting und des Asbacher Tales, das die nördliche Fortsetzung bildet, noch unterstützt wird.

Eine weitere Hauptstörung zweigt von der o. g. Sekundärstörung bei Bad Füssing ab und verläuft etwa in Ost-West-Richtung (Abb. 1). Auch sie berührt nicht den Nahbereich der Rotthalmünsterer Brunnen.

Um Hinweise auf Auswirkungen dieser Störungen auf die Molassesedimente zu erhalten, wurden mehrere Bohrprofile im Raum zwischen Rott und Inn miteinander verglichen und korreliert. Als Bezugshorizonte zum Nachweis vertikaler Bewegungen an diesen Störungen wurden die Basis der Blättermergel und die Basis der Neuhofener Mergel in den einzelnen Bohrungen, falls erschlossen, festgelegt. Diese Gliederung basiert aber rein auf lithologischen Beschreibungen der Bohrmeister und ist mit entsprechend großen Unsicherheiten behaftet. Für detailliertere Ermittlungen im engeren Untersuchungsgebiet standen die Bohrproben von zwei Versuchsbohrungen des Zweckverbandes in den Wassergewinnungsgebieten Osterholzen und Aigner Forst zur Verfügung. Die Versuchsbohrung 2 bei Osterholzen wurde später mit größerem Durchmesser wieder aufgebohrt und zum Tiefbrunnen ausgebaut, da hier die Phosphoritsande die größten Mächtigkeiten erreichten.

Versuchsbohrung 1 Osterholzen liegt nördlich der o. g. Haupt- und Sekundärstörungen, die den Pockinger Abbruch begleiten. Versuchsbohrung 2 im Aigner Forst liegt südlich davon (Abb. 1).

Aufgrund der Foraminiferenfauna in den Bohrproben konnten die Profile detailliert stratigraphisch gegliedert werden.

2.2.1 Versuchsbohrung 1 im Aigner Forst

TK25 Nr.7645/7745 Rotthalmünster

Rechtswert: 4592110, Hochwert: 5353750

Die 300 m tiefe Versuchsbohrung 1 aus dem Jahre 1986 traf bis 6,30 m unter Gelände Niederterrassenschotter an, bis 77,50 m Bättermergel des Mittleren Ottnang, bis 184 m Neuhofener Schichten des höheren Unterottnang und bis 300 m Untersimbacher Schichten des tieferen Unterottnang. Die Ansatzhöhe liegt bei ca. 336 m ü. NN.

2.2.1.1 Mittleres Ottnang

Es handelt sich um oliv bis ockerfarbene Mergel, Schluffe oder Feinsande mit Glimmer und Schalenbruch. Die Foraminiferenfauna setzt sich aus folgenden Arten zusammen:

Robulus inornatus (D'ORB.) (kleinwüchsig)
Elphidium flexuosum subtypicum PAPP
Elphidium glabratum CUSHMAN
Elphidiella heteropora (EGGER)
Elphidiella minuta (REUSS)
Porosononion granosum (D'ORB.)
Ammonia beccarii (L.) (häufig)
Cibicides lobatulus (W. & J.)
Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Hanzawaia boueana (D'ORB.)

2.2.1.2 Neuhofener Schichten (höheres Unterottnang)

Die olivgrauen, schwach feinsandigen Mergel mit Glimmer und etwas Schalenbruch führen folgende Foraminiferenfauna:

Textularia gramen D'ORB.
Spiroplectammina pectinata (REUSS) (häufig)
Quinqueloculina akneriana (D'ORB.)
Sinuloculina consobrina (D'ORB.)
Sigmoilopsis ottnangensis C., C. & Z. (häufig)
Robulus inornatus (D'ORB.)
Saracenaria arcuata (D'ORB.)
Astacolus crepidulus (F. & M.)
Dentalina communis D'ORB.
Plectofrondicularia digitalis (NEUG.)
Globulina gibba (D'ORB.)
Guttulina problema (D'ORB.)
Glandulina ovula D'ORB.
Stilostomella ottnangensis (TOULA) (ziemlich häufig)
Elphidium flexuosum subtypicum PAPP
Elphidium glabratum CUSHMAN
Elphidiella minuta (REUSS)
Porosononion granosum (D'ORB.)
Florilus communis (D'ORB.)
Astrononion perfossum (CLODIUS)
Melonis pompilioides (F. & M.)
Ammonia beccarii (L.)
Alabamina tangentialis (CLODIUS)
Oridorsalis umbonatus (REUSS)
Globigerina praebulloides praebulloides BLOW
Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN)
Heterolepa dutemplei (D'ORB.)

2.2.1.3 Untersimbacher Schichten (tieferes Unterottnang)

Diese Serie wird im höheren Profilteil bis etwa 230 m Tiefe überwiegend von olivgrauen bis ockerfarbenen schluffig- feinsandigen Mergeln und Sandmergeln aufgebaut. Darunter sind häufiger Mittel- bis Grobsande mit Feinkiesanteil eingeschaltet mit grünlichen Quarzen und etwas Glaukonit. Diese Litoralfazies ist besonders markant von 230 bis 236 m und von 260 bis 266 m Tiefe. Die Foraminiferenfauna setzt sich aus folgenden Arten zusammen:

Textularia gramen D'ORB.
Spiroplectammina pectinata (REUSS) (selten)
Quinqueloculina akneriana D'ORB
Sinuloculina consobrina (D'ORB.)
Sigmoilopsis ottnangensis C., C. & Z. (häufig)

Robulus inornatus (d'Orb.) (sehr häufig)
Dentalina communis d'Orb.
Stilostomella ottnangensis (Toula) (sehr selten)
Elphidium flexuosum subtypicum Papp
Elphidium glabratum Cushman
Elphidiella minuta (Reuss)
Porosononion granosum (d'Orb.)
Florilus communis (d'Orb.)
Melonis pompilioides (F. & M.)
Ammonia beccarii (L.)
Oridorsalis umbonatus (Reuss)
Cibicidoides pseudoungerianus (Cushmah) (häufig)
Heterolepa dutemplei (d'Orb.)

2.2.2 Versuchsbohrung 2 bei Osterholzen

TK 25 Nr. 7645/7745 Rotthalmünster

Rechtswert: 4594650, Hochwert: 5358670

Die 205 m tiefe Versuchsbohrung 2 aus dem Jahre 1986 traf bis 14,50 m unter Gelände Niederterrassenschotter an, bis 16,50 m eventuell Blättermergel des mittleren Ottnang, bis 85 m Neuhofener Schichten des höheren Unterottnang, bis 194,30 m Untersimbacher Schichten des tieferen Unterottnang und bis 205 m „Fischschiefer" des Oberen Eger. Die Ansatzhöhe liegt bei ca. 331 m ü. NN. Ablagerungen des Eggenburg sind nicht erhalten, da sie der Erosionsphase im Oberen Eggenburg zum Opfer fielen (Wenger 1987: 183 u. 230).

2.2.2.1 Mittleres Ottnang

Dieser Abschnitt aus blaugrauen, feinsandigen Schluffen konnte nur nach lithologischen Gesichtspunkten den Blättermergeln zugeordnet werden. Mikrofaunen liegen nicht vor.

2.2.2.2 Neuhofener Schichten (höheres Unterottnang)

Es handelt sich um olivgraue, schwach schluffig-feinsandige, glimmrige Mergel mit etwas Schalenbruch. Die Foraminiferenfauna setzt sich zusammen aus:

Textularia gramen d'Orb.
Spiroplectammina pectinata (Reuss) (nicht selten)
Quinqueloculina akneriana d'Orb.
Sigmoilopsis ottnangensis C., C. & Z. (häufig)
Robulus inornatus (d'Orb.) (sehr häufig)
Dentalina communis d'Orb.
Caucasina cylindrica Zapl.
Stilostomella ottnangensis (Toula) (nicht selten)
Elphidiella minuta (Reuss)
Florilus communis (d'Orb.)
Melonis pompilioides (F. & M.)
Ammonia beccarii (L.)
Globigerina angustiumbilicata Bolli
Cibicidoides pseudoungerianus (Cushman)
Heterolepa dutemplei (d'Orb.)

2.2.2.3 Untersimbacher Schichten (tieferes Unterottnang)

Diese Serie wird bis 155 m aus olivgrauen, glimmrigen, schluffigen Sandmergeln mit Feinsandzwischenlagen und etwas Schalenbruch aufgebaut. Darunter liegen bis 170 m weißgraue Feinsande vor. Die Basis des Ottnang bilden Mittel- bis Grobsande mit Feinkiesanteil, bestehend aus grünlichen und rauchgrauen Quarzen, im höheren Teil mit viel Glaukonit. Es handelt sich um eine Litoralfazies. Die Foraminiferenfauna besteht aus:

Textularia gramen d'Orb.
Spiroplectammina pectinata (Reuss) (sehr selten)
Quinqueloculina akneriana d'Orb.
Quinqueloculina buchiana d'Orb.
Sigmoilopsis ottnangensis C., C. & Z. (nicht selten)
Robulus inornatus (d'Orb.) (sehr häufig)
Stilostomella ottnangensis (Toula)
Cibicidoides pseudoungerianus (Cushman) (häufig)
Heterolepa dutemplei (d'Orb.)

2.2.2.4 Oberes Eger

Es handelt sich um olivfarbene bis graubraune Sandmergel mit etwas feinem Glimmer, wenig Glaukonit und graubraunen Tonmergelbröckchen. Die Foraminiferenfauna besteht aus:

Robulus inornatus (d'Orb.)
Bulimina elongata d'Orb.
Uvigerina posthantkeni Papp
Florilus communis (d'Orb.)
Globocassidulina crassa (d'Orb.)
Cancris subconicus (Terquem)

Aufgrund dieser Profilgliederung wird deutlich, daß die Ottnang-Basis bei nur etwa 5 m Höhendifferenz zwischen den beiden Ansatzpunkten der Bohrungen im Norden um über 100 m an Störungen höher versetzt ist (Abb. 2). Bezogen auf die Basis der Blättermergel bedeutet dies, daß im Wassergewinnungsgebiet Osterholzen in Talbereich diese Sedimente wahrscheinlich völlig fehlen oder zumindest nur in geringen Restmächtigkeiten vorhanden sind. Dies belegt auch der Aufschluß bei Tutting, wo über Talniveau (350 m ü. NN) basale Serien des mittleren Ottnang aufgeschlossen sind (Wenger 1987: 200). Ein Brunnenstandort für eine Grundwassererschließung aus den Blättermergeln auf der gehobenen Scholle nördlich des Kößlarner Baches wäre wegen der hier anzutreffenden reduzierten Mächtigkeit des Grundwasserleiters ungünstig, bzw. im Talbereich unmöglich.

2.3 FAZIES

Zur Rekonstruktion von Zonen unterschiedlicher Gesteinsausbildungen wurden 12 Bohrprofile miteinander korreliert. Es ergab sich ein, wie erwartet NW-SE-streichender Zonenverlauf. Diese Gürtel verlaufen parallel zur Küste, die zwar wesentlich weiter im Norden lag, aber duch den weiten Vorsprung des Schärdinger Granit-Massivs geprägt ist.

Zu einer gemeinsamen Zone von Mergeln mit dünnen Sandlagen lassen sich in den tieferen Profilteilen die Bohrungen von Rotthalmünster, Asbach, Karpfham und Bayerbach zusam-

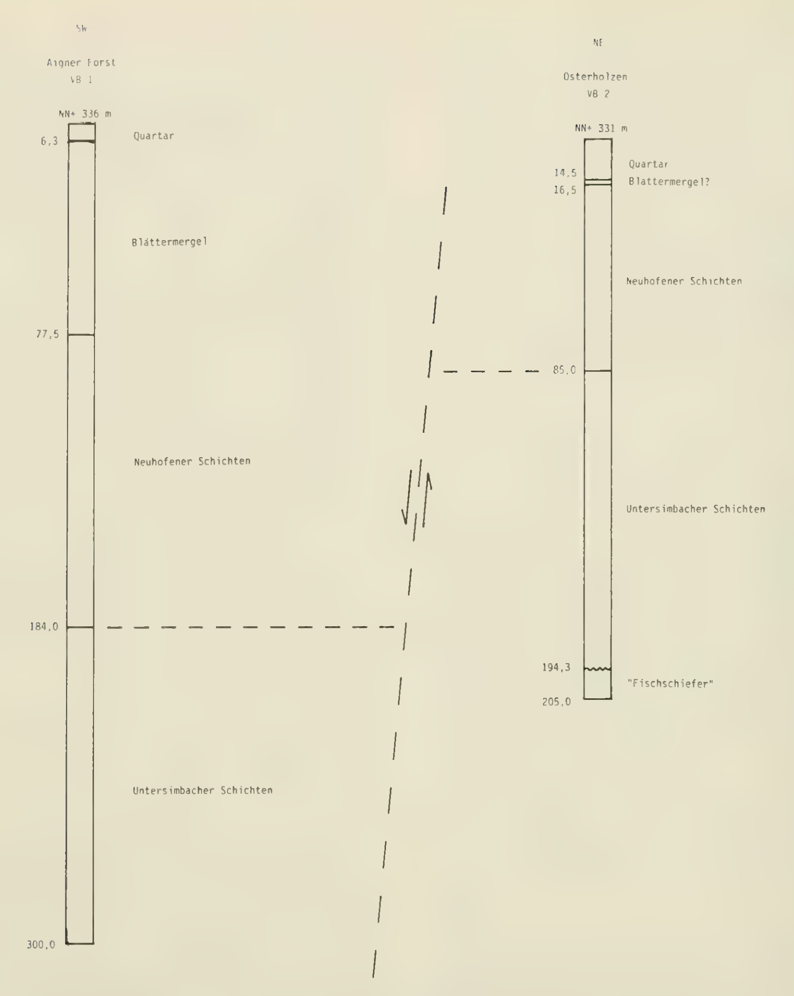


Abb. 2: Geologisch-tektonischer Profilschnitt zwischen VB 1 Aigner Forst und VB 2 Osterholzen (schematisch).

menfassen. Diese Brunnen weisen alle gute Ergiebigkeiten auf und lassen diesen Gürtel als aussichtsreichsten Erschließungsbereich erscheinen (Abb. 1). Nach SW zu schließen sich Zonen mit sandigen Tonen und bei Triftern mit überwiegend Feinsanden an. Diese Zonengliederung läßt sich mit der Küste vorgelagerten Sandbarren und dadurch bedingter Schwellen- und Beckenbildung des Meeresgrundes interpretieren.

Die höheren Profilteile spiegeln die sonst übliche Gürtelanordnung nicht mehr wider. Es herrschen ziemlich einheitliche Verhältnisse mit sandigen Mergeln im NE und Mergeln im SW. Diese Einheitlichkeit wird überprägt durch die senkrecht zur Küste verlaufende Rinnenschüttung der Brombacher Sande in den Bohrungen Bayerbach, Asenham und Triftern. Diese Beobachtung deckt sich mit der Darstellung bei UNGER (1984: Abb. 17).

3. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNG

Mit Hilfe einer mikropaläontologischen Bearbeitung zweier Bohrprofile südlich Pocking konnte die Existenz von Begleitstörungen des Pockinger Abbruchs mit einer Versatzhöhe von ca. 100 m nachgewiesen werden. Für eine Grundwassererschließung aus den Blättermergeln konnten so Bereiche mit größerer Aquifermächtigkeit südlich dieser Störungen abgegrenzt werden. Anhaltspunkte für eine hydraulische Wirksamkeit der Störungen ergaben sich nicht. Daneben ließen sich

anhand umliegender Bohraufschlüsse einzelne Fazieszonen im Mittelottnang ausgliedern. Mit diesen Erkenntnissen konnten Bohrpunktvorschläge für eine Grundwassererschließung in den Blättermergeln am Talrand zwischen Tutting und Schambach gemacht werden (Abb. 1). Eine Realisierung des Projekts steht wegen konkurrierender infrastruktureller Planungen noch aus.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

HAGN, H. (1955): Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. - Z. dt. geol. Ges., **105** (1953): 324-359, 4 Abb., Taf. 10; Hannover.

NATHAN, H. (1949): Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. - Geol. Bav., **1**: 5-68, 5 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; München.

UNGER, H. J. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50 000, Blatt Nr. L7544 Griesbach im Rottal. - 245 S., 53 Abb., 19 Tab., 6 Beil., 1 Geol. Kt. 1:50 000; München (Bayer. Geol. Landesamt).

UNGER, H. J. (1989): Schichtenverzeichnisse M 359 und M 360 der Bohrungen Aigner Forst VB I und Osterholzen VB II. - Unveröffentlichte Archiv-Unterlagen; München (Bayer. Geol. Landesamt).

UNGER, H. J. & SCHWARZMEIER, J. (1982): Die Tektonik im tieferen Untergrund Ostniederbayerns. - Jb. Oberösterr. Mus.-Ver., **127** (1): 197-220, 10 Abb.; Linz.

WENGER, W. F. (1987): Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. - Zitteliana, **16**: 173-340, 28 Abb., 22 Taf.; München.



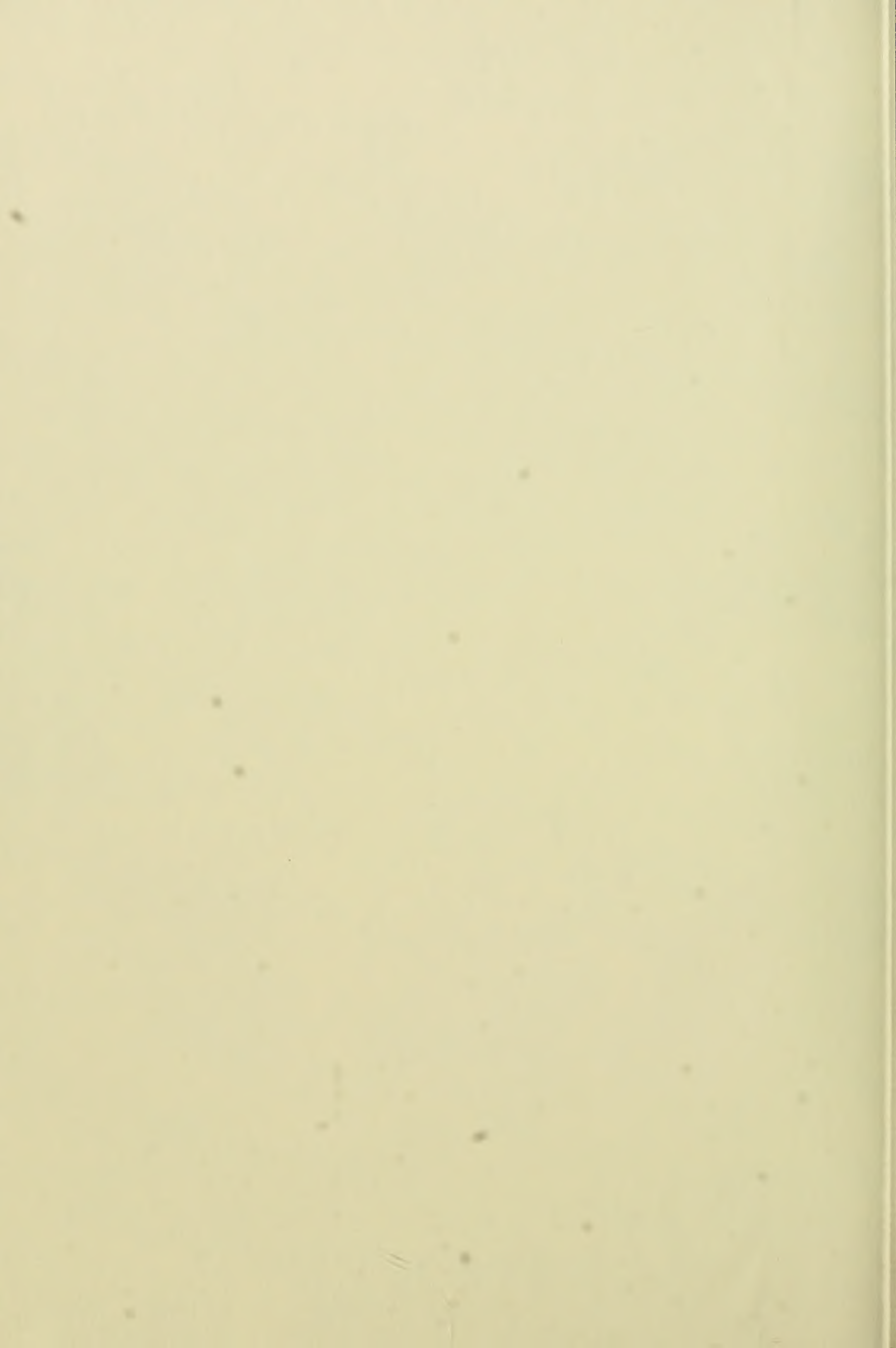


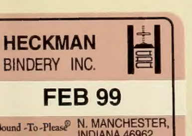


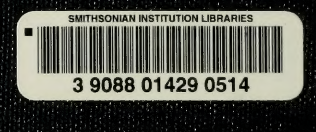









HECKMAN
BINDERY INC.
FEB 99
Bound-To-Please® N. MANCHESTER,
INDIANA 46962


SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01429 0514